

Erich Becker

STRATIGRAPHISCHE UND BODENKUNDLICHE
UNTERSUCHUNGEN AN JUNGPLEISTOZÄNEN
UND HOLOZÄNEN ABLAGERUNGEN IM
NÖRDLICHEN OBERRHEINTALGRABEN

1964

Frankfurt am Main 1965



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554805_0001

STRATIGRAPHISCHE UND BODENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN
AN JUNGPLEISTOZÄNEN UND HOLOZÄNEN ABLAGERUNGEN
IM NÖRDLICHEN OBERRHEINTALGRABEN

mit 28 Abbildungen, 14 Tabellen und 1 Karte

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
zu Frankfurt am Main

vorgelegt von
E r i c h B e c k e r
aus Mörfelden

Frankfurt am Main 1963

Gedruckt mit Genehmigung der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt (Main)



1. Referent: Professor Dr. Schönhals
2. Referent: Professor Dr. Lehmann
Tag der mündlichen Prüfung: 14.5.1964
Tag der Promotion: 27.7.1964

Meiner lieben Frau
Annegret Becker

Inhaltsverzeichnis

	<u>Seite</u>
Vorwort	
1. Einleitung	
1.1. Das Arbeitsgebiet	1
1.2. Klima	6
1.3. Problemstellung	7
2. Quartäre Bildungen im Maingebiet	
2.1. Fluviale Ablagerungen	10
2.1.1. Allgemeines	10
2.1.2. Das Hochflutbett	13
2.1.3. Die Untere Niederterrasse (UNT) und ihre Hochflutlehmdecke	16
2.1.4. Die Obere Niederterrasse (?) (ONT)	24
2.1.5. Die Kelsterbacher Terrasse	31
2.2. Interglaziale Bodenreste	37
2.3. Zusammenfassende Betrachtung	40
2.4. Äolische Ablagerungen	43
2.4.1. Flugsande	43
2.4.2. Dünen und ihr Aufbau	56
2.4.2.1. Allgemeines	56
2.4.2.2. Die Basisschichten	57
2.4.2.3. Die regionale Entwicklung der Basisschichtfolge	64
2.4.2.4. Bänderflugsande	66
2.4.2.5. Die Deckschichten	70
2.5. Die Klima- und Bodenentwicklung im Unter- maingebiet seit dem Riß/Würm Interglazial	85

3. Quartäre Bildungen im Gebiet von Rhein und Neckar	
3.1. Fluviatile Ablagerungen	96
3.1.1. Allgemeines	96
3.1.2. Hochflutlehmdecke	96
3.1.3. Niederterrassen	100
3.2. Äolische Ablagerungen	102
3.2.1. Flugsande	102
3.2.2. Der stratigraphische Aufbau der Dünen	103
3.2.2.1. Der Zapfenboden	109
3.2.2.2. Die Bänderbraunerde	116
3.2.2.3. Die jüngsten Flugdecksande	117
3.3. Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet	119
3.4. Das Alter der Schichten	120
4. Die Flugsandvorkommen des Sprendlinger Horstes	124
5. Das Bänderproblem	127
6. Zusammenfassung	143

Literaturverzeichnis

V o r w o r t

=====

Die Anregung zu vorliegender quartärgeologisch-bodenkundlicher Arbeit verdanke ich Herrn Professor Dr. Schönhals, Hannover. Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Schönhals, bin ich für zahlreiche Anregungen und Hinweise anlässlich mehrerer Geländebegehungen sowie das stete Interesse am Fortgang der Arbeit und fördernde Kritik bei der Auswertung und Darstellung der Ergebnisse zu bleibendem Dank verpflichtet.

Herr Dr. Altemüller, Institut für Bodenbearbeitung an der Forschungsanstalt für Landwirtschaft, Braunschweig-Völkenrode, gab mir während mehrerer Aufenthalte in seinem Labor in großzügiger Weise Gelegenheit zur Einarbeitung in die modernen mikromorphologischen Untersuchungsmethoden und unterstützte mich bei der Auswertung einer Anzahl von Dünnschliffen, die seine Mitarbeiterinnen anfertigten. Für diese stets gern gewährte Hilfe und mancherlei wertvolle Ratschläge bei zahlreichen Diskussionen möchte ich Herrn Dr. Altemüller sehr herzlich danken.

Die Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover erteilte in freundlichem Entgegenkommen die Genehmigung zur Untersuchung einer Anzahl von Bodenproben, wofür ich aufrichtig zu danken habe. Für die Durchführung der vielfältigen und mühevollen Untersuchungen bin ich den Herren Dr. Benda, Dr. Eckhardt, Dr. Fastabend, Dipl.-Physiker Geyh und Dr. Mattiat zu großem Dank verpflichtet.

Mein besonderer Dank gebührt Herrn Professor Dr. Frechen, Bonn, für die Untersuchung einer Bims-Tuffprobe und Herrn Dr. Jorns,

Darmstadt, für die Bestimmung einer Anzahl von Scherbenfunden.

Großen Dank schulde ich auch Herrn Professor Dr. Lehmann, Frankfurt (Main), für die freundliche Zuweisung eines Arbeitsplatzes im Sedimentpetrographischen Labor des Geographischen Institutes.

Herrn Dr. Semmel, Hessisches Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, danke ich sehr herzlich für zahlreiche Hinweise und wertvolle Ratschläge bei der Durchführung dieser Arbeit.

Die Geländearbeiten wurden durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt, wofür an dieser Stelle vielmals gedankt sei.

1. Einleitung

1.1. Das Arbeitsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den nördlichsten Teil des Oberrheintalgrabens und entspricht damit etwa dem wirtschaftsgeographischen Begriff des südlichen Rhein-Main-Gebietes. Diese zwischen der rheinhessischen Tertiärtafel im Westen und dem Odenwald und Sprendlinger Horst im Osten eingesenkte quartäre Grabenzone erfährt auf drei Seiten eine natürliche Begrenzung.

Im Westen zieht der Rhein eine scharfe Grenzlinie. Sein Lauf markiert hier die auch morphologisch deutlich hervortretende, schroffe tektonische Abbruchzone des rheinhessischen Tertiärblockes gegen den in diesem Bereich 25 - 30 km breiten Bruchgraben. Den nördlichen Abschluß des langgestreckten Rheintalgrabens und damit auch des Arbeitsgebietes bildet der Main am Südrand der Vortaunuslandschaft. Der von den Ausläufern des kristallinen Odenwaldes nach Norden vorspringende schmale Sporn des aus Rotliegend-Sedimenten aufgebauten, morphologisch nicht sehr scharf ausgeprägten Sprendlinger Horstes soll als östlicher Begrenzungsraum angenommen werden.

Nach Süden, wo in Fortsetzung der breiten Grabensenke eine natürliche Grenze nicht gegeben ist, möge die Linie Darmstadt-Oppenheim als ungefähre Anhalt dienen. Eine scharfe willkürliche Grenze soll dort schon deshalb nicht gezogen werden, weil zahlreiche Vergleichsbegehungen und Profilaufnahmen auch in den weiter südlich gelegenen Flugsand- und Dünengebieten erfolgten.

In diesen derart umgrenzten Bruchgraben wurden von Rhein, Main und Neckar sowie zahlreichen Odenwaldbächen während des Pleistozäns Sand- und Geröllmassen eingeschüttet. Ihre Mächtigkeit beträgt heute stellenweise mehrere 100 m.

Durch das ständige, vermutlich bereits im Oberpliozän beginnende Einsinken der breiten Grabensohle konnte sich im südlichen, dem westlichen Odenwaldrand vorgelagerten Grabenstück der sogenannte quartäre Flachlandtypus, der durch die regelmäßige Überlagerung älterer durch jüngere fluviatile Ablagerungen gekennzeichnet ist, entwickeln. Morphologische Flußterrassen sind dagegen, wie OSTHEIMER (1937) nachweisen konnte, meist nur als schmale Bänder oder aber als heute schotterfreie Felsterrassen an dem stark ansteigenden Odenwaldrand ausgebildet. Lediglich die mächtige Aufschüttung der ins ältere Pleistozän (OSTHEIMER 1937, S. 56) gestellten sogenannten "Bergsträßer Diluvialterrasse" tritt am Fuße des westlichen Odenwaldrandes morphologisch stärker hervor.

Weniger einheitliche Lagerungsverhältnisse als in diesem, dem Odenwaldrand vorgelagerten Grabenteil treffen wir im Aufschüttungsbereich des Mains am nördlichen Ende der Bruchzone an. Ausgehend vom Westrand des Sprendlinger Horstes tauchen die hier noch weitverbreiteten, älteren fluviatilen Ablagerungen der Kelsterbacher Terrasse infolge bruchstufenartiger Absenkung des tertiären Untergrundes nach Westen hin unter immer jüngere Terrassenbildungen des Mains ab.

Die verschiedenartigen fluviatilen Ablagerungen lassen sich nach ihrer Geröllzusammensetzung verhältnismäßig leicht voneinander trennen.

Während der Rhein vorwiegend alpines Material, wie weiße und rötliche Quarze, daneben graue Quarzite und die besonders auffallenden von hellen bis dunkelroten Quarzverheilungen durchzogenen Radiolarienhornsteine abgelagerte, ist das wesentlich gröbere Mainmaterial vor allem durch eine deutliche Buntsandsteinvormacht gekennzeichnet. Als weitere Komponenten sind in abnehmender Häufigkeit Quarz, kristallines Spessartmaterial, Hornsteine und Kieselschiefer beigemischt.

Das Neckarmaterial fällt besonders auf durch seine Quarzarmut, die Buntsandstein- und Muschelkalkvormacht sowie die Beimengung von hellen Malmgesteinen.

Die Ablagerungen der Odenwaldbäche sind gekennzeichnet durch die verschiedenen Komponenten des kristallinen Odenwaldes.

Schwieriger sind die mengenmäßig den jeweiligen Geröllanteil weit übertreffenden Sandablagerungen der einzelnen Flüsse voneinander zu unterscheiden. Die gröberen Sande des Rheins sind gelb bis rötlich gefärbt und schwach kalkhaltig. Die feinkörnigen Sande dagegen zeigen eine vorwiegend graue Tönung und weisen einen meist hohen Kalkgehalt auf. Graue, gelegentlich auch rötliche Farbtöne herrschen in den meist feinkörnigen, kalkhaltigen Neckarsanden vor. Die gelblichbraunen, mittel- bis grobkörnigen Mainsande sind dagegen zum deutlichen Unterschied meist primär kalkfrei.

Diese petrographische Kennzeichnung erlangt besondere Bedeutung für die räumliche und materialmäßige Zuordnung der die fluviatilen Ablagerungen auf weiten Flächen überdeckenden Flugsandschichten.

Da die aus den unterlagernden Sedimenten ausgeblasenen Flugsande im allgemeinen nicht wesentlich über das Ge-

biet der jeweiligen fluviatilen Aufschüttungen von Rhein, Main und Neckar hinausgehen, ergibt sich im nördlichen Oberrheintalgraben die Möglichkeit einer Abgrenzung folgender Flugsand-Faziesräume:

- 1) Das Gebiet der Mainflugsande
- 2) Das Bergsträßer Flugsandgebiet
- 3) Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet
- 4) Die Flugsandvorkommen des Sprendlinger Horstes

Das Verbreitungsgebiet der **M a i n f l u g s a n d e** reicht nach Süden bis etwa zur Linie Erzhausen-Königstädten. Entsprechend der Zusammensetzung der unterlagernden, vorwiegend alt- bis mittelpleistozänen, fluviatilen Ablagerungen sind die gelblichbraunen Flugsande überwiegend mittel- bis grobkörnig und meist primär kalkfrei. Die deckenförmig ausgebreiteten Flugsande wurden an zahlreichen Stellen zu Dünen unterschiedlicher Höhe und Ausdehnung aufgeweht. Ein breiter Dünengürtel erstreckt sich in dem Raum zwischen Kelsterbach und Königstädten.

Nach Süden schließt sich das Gebiet der **R h e i n -** und **N e c k a r f l u g s a n d e** an. Von den Mainflugsanden unterscheiden sich die äolischen Sedimente dieses Raumes vor allem durch einen hohen Kalkgehalt und eine feinere Körnung. Da sich in diesem Bereich Schuttkegelsande der Odenwaldbäche mit Rhein- und Neckarablagerungen häufig sehr eng verzahnen, können in der petrographischen Ausbildung dieser grau bis graubraunen Flugsande zuweilen größere räumliche Unterschiede auftreten.

Die im nördlichen Grenzbereich nur vereinzelt vorkommenden Dünen treten zwischen Darmstadt und Zwingenberg am westlichen Odenwaldrand östlich des Neckaraltlaufes zu größeren landschaftsbildenden Dünenfeldern zusammen.

Von diesem ausgedehnten mittleren Faziesbereich läßt sich ein weiteres Teilgebiet, das sich zwischen L o r s c h und V i e r n h e i m erstreckt, abtrennen. Die in diesem Raum vorwiegend aus Rheinablagerungen ausgewehten Flugsande zeigen gelegentlich eine gröbere Körnung und einen etwas geringeren Karbonatgehalt. Dieses Dünengebiet besteht im wesentlichen aus zwei parallelen, nordsüdlich ausgerichteten Dünenzügen.

Außerhalb der eigentlichen Grabenzone läßt sich im S p r e n d l i n g e r H o r s t ein viertes Flug-sandgebiet ausscheiden. Die am Rande von breiten Bachtälern aus aufgearbeiteten Rotliegendesedimenten ausgeblasenen Flugsande sind meist rötlich gefärbt, unterscheiden sich im übrigen jedoch nur wenig von den Mainflugsanden.

Das Relief ist im Grabenbereich meist nur schwach bewegt. So senkt sich die Oberfläche der fluviatilen Aufschüttungsebene in dem von uns betrachteten Gebiet nördlich der Linie Darmstadt-Oppenheim vom Sockel des Sprendlinger Horstes von etwa 140 m über NN allmählich bis zum Rhein hin auf 86 m über NN. Morphologisch ist diese weitgespannte, von meist deckenförmig ausgebreiteten Flugsandablagerungen gebildete Oberfläche nur durch die Steilkante der Kelsterbacher Terrasse stärker gegliedert. Eine schwache Zerschneidung bewirkten daneben die zahlreichen in ostwestlicher Richtung vom Sprendlinger Horst zum Rhein hin gerichteten, vor allem während des letzten Glazials breit ausgefurchten Erosionsrinnen. Heute werden diese durch eine etwa 1 - 1,5 m hohe Geländekante seitlich begrenzten flachen Tälchen noch gelegentlich von kleinen Bächen durchflossen. - Ein unruhig hügeliges Relief herrscht lediglich in den Dünengebieten vor.

1.2. Klima

Nur durch einen Vergleich mit dem heutigen Klima lassen sich die quartären Bildungen, insbesondere die fossile Bodenentwicklung eines Raumes verstehen und deuten.

Das derzeitige Klima im nördlichen Oberrheintal ist gekennzeichnet durch warme Sommer mit verhältnismäßig ausgeglichener Niederschlagsverteilung und meist ausgesprochen milde Winter. Wie aus den in Tab. 1 zusammengestellten Werten der Niederschlags- und Temperaturmittel einiger zentral gelegener Orte hervorgeht, schwanken die Jahresniederschläge i. a. zwischen 490 - 550 mm und die Temperatur zwischen 9,6 - 10 ° C.

Innerhalb des südwestdeutschen Raumes nimmt das Oberrheintal damit eine klimatisch bevorzugte Stellung ein (s. a. Klima-Atlas von Hessen). Diese Sonderstellung wird in erster Linie bedingt durch die allseitig von Gebirgen umrahmte Muldenlage dieser Tiefebene. So bieten einmal Taunus, Vogelsberg, Spessart und Odenwald einen wirksamen Schutz gegen kalte Nord- und Ostwinde, zum anderen liegt die Grabenzone im Regenschatten des im Südwesten vorge-lagerten Pfälzer Waldes und der südwest-nordost streichen-den Gebirgszüge von Hunsrück und Taunus.

Da im Jungpleistozän im wesentlichen gleiche topographische Verhältnisse gegeben waren, können wir annehmen, daß auch im periglazialen Großklimaraum eine der heutigen durchaus vergleichbare regionalklimatische Differenzierung bestand.

Tab. 1: Mittlere Niederschlagssummen und mittlere Lufttemperatur
einiger Orte im nördl. Oberrheintalgraben

Station	Seehöhe	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Okt.	Nov.	Dez	Jahr
Gernsheim	90	28	26	30	35	42	58	62	57	43	45	32	36	494
Groß-Gerau	89	35	31	33	37	46	58	61	59	50	55	40	40	545
Mainz	91	36	31	31	36	41	52	54	57	45	50	39	43	515
Worms	92	31	26	32	35	47	66	64	61	47	51	38	38	536
Mainz	94	1,1	2,4	5,6	9,7	14,6	17,6	19,2	18,3	14,9	9,7	5,0	2,2	10,0
Worms (Außenst.)	100	0,6	2,0	5,2	9,2	14,2	17,3	18,9	17,9	14,4	9,3	4,5	1,8	9,6
Frankfurt (Main)	103	0,8	2,2	5,4	9,4	14,3	17,3	18,8	17,8	14,5	9,4	4,9	1,8	9,7

Mittlere Niederschlagssummen
in mm für Monate und Jahr
1891 - 1940

Monats- u. Jahresmittel
der Lufttemperatur
(C°) für d. Periode 1881-1940

1.3. Problemstellung

Auf den ausgedehnten Terrassenflächen des nördlichen Oberrheintales war das jüngste geologische Geschehen - wie bereits erwähnt - gekennzeichnet durch die Ablagerung von Flugsanddecken und die Aufwehung von Dünen unterschiedlicher Größe und Anordnung. Stratigraphische Untersuchungen dieser Windsedimente blieben bisher fast ausschließlich auf das Bergsträßer Gebiet beschränkt, was in erster Linie wohl auf die meist ungünstigen Aufschlußverhältnisse in den übrigen Flugsandgebieten zurückzuführen ist.

Durch den Bau der Autobahn-Eckverbindung Mönchhof (östlich Raunheim)-Darmstadt wurden nun in den beiden vergangenen Jahren besonders im Maingebiet eine Vielzahl von Flugsanddünen angeschnitten.

Wie schon ein erster Überblick zeigte, handelt es sich bei diesen Dünen nicht um die Aufhäufung einheitlicher Sandmassen, sondern um meist mehrfach gegliederte, verschiedene Flugsandabfolgen. Diese vorübergehend sehr günstigen Aufschlußverhältnisse ließen daher eine zusammenfassende stratigraphische Bearbeitung der Flugsande im nördlichen Oberrheintal angebracht erscheinen, zumal die Lößdecken der umgebenden Gebiete bereits weitgehend gegliedert und stratigraphisch eingeordnet werden konnten.

Bei den stratigraphischen Untersuchungen kann von der Beobachtung ausgegangen werden, daß im Grabenbereich Flugsand und Löß einander ausschließen. Diese Tatsache legt den Gedanken nahe, daß diese beiden, genetisch verwandten, äolischen Sedimente sich zumindest in den jüngeren Ablagerungsfolgen entsprechen. Trifft diese Annahme zu, so müßten sich

aus dem Profilaufbau der Dünen und Flugsanddecken gewisse Korrelationsmöglichkeiten zu der jungpleistozänen Lößgliederung ergeben.

Zur Klärung dieser Fragen soll im folgenden der Versuch unternommen werden, durch eingehende, vergleichende Profiluntersuchungen - unter teilweiser Einbeziehung der unterlagernden fluviatilen Sedimente - einen Einblick in den Ablauf der Vorgänge bei der Flugsand- und Dünenbildung und ihre zeitliche Einordnung im Vergleich zum übrigen periglazialen Geschehen zu gewinnen. Dabei muß man sich allerdings bewußt bleiben, daß der Flugsand auf Grund seiner petrographischen Beschaffenheit ein viel weniger empfindlicher Anzeiger für Klimaschwankungen ist als der Löß und infolge der leichten Beweglichkeit des Sandes schwache Verwitterungsspuren durch spätere Umlagerungen leicht wieder verwischt werden können.

Ein unmittelbarer Vergleich mit der jungpleistozänen Lößgliederung wird zusätzlich dadurch erschwert, daß möglicherweise in den Flugsandabfolgen eingeschaltete fossile Böden sich von den Lößböden typologisch wesentlich unterscheiden dürften. Daraus ergibt sich die bodenkundliche Aufgabenstellung dieser Arbeit, nämlich zu untersuchen, welche Bodentypen sich auf den sandigen, äolischen und fluviatilen Ablagerungen dieses trocken-warmen Raumes bevorzugt entwickelten und wie sie genetisch zu deuten sind.

Durch die Zusammenfassung der bei den Einzeluntersuchungen gewonnenen Fakten und Daten soll schließlich, soweit dies möglich erscheint, versucht werden, ein Bild der Chronologie des Jungpleistozäns und Holozäns des nördlichen Tei-

les des Oberrheintalgrabens zu entwerfen, um damit einen kleinen Beitrag zur regionalen Erforschung des Gesamtgeschehens im periglazialen Raum zu liefern.

2. Quartäre Bildungen im Maingebiet

2.1. Fluviatile Ablagerungen

2.1.1. Allgemeines

Die Lagerungsverhältnisse der fluviatilen Sedimente des randlich gelegenen Untermaingebietes gestalten sich infolge differenzierter tektonischer Bewegungen des Untergrundes weit weniger einheitlich als im Grabeninneren der Oberrheintalsenke. Da die stratigraphische Stellung der verschiedenen Terrassenbildungen des Mains in diesem Raum auch heute noch umstritten ist, die Datierung der vorwiegend sandigen, äolischen Deckschichten jedoch eine altersmäßig weitgehend gesicherte Einstufung der unterlagernden fluviatilen Sedimente voraussetzt, sollen im folgenden die Flußablagerungen des Mains zwischen Kelsterbach und der Mündung in den Rhein etwas eingehender behandelt werden. Der von unserer Untersuchung erfaßte Flußabschnitt erstreckt sich damit über eine Entfernung von nur 30 - 40 km, so daß dieser Betrachtung zweifellos der Mangel einer zu kleinräumigen Untersuchung der Terrassenablagerungen anhaftet. Die besondere Fragestellung dieser Arbeit erfordert jedoch eine Beschränkung auf den genannten Raum.

Eine in anderen Flußrandgebieten heute vielfach angewandte Methode der Datierung auch älterer Terrassen mit Hilfe stratigraphisch gut faßbarer Bodenbildungen in den hangenden Lößabfolgen ist wegen des geringen Alters auch der ältesten Flugsande in unserem Raum nicht möglich.

Eine umfassende moderne Darstellung der Terrassenentwicklung und -gliederung fast des gesamten Maingebietes wurde in jüngster Zeit von KÖRBER (1962) vorgelegt. Leider läßt KÖRBER die Flußentwicklung im Untermaingebiet unberücksichtigt; seine eingehenden Untersuchungen enden im Aschaffener Becken. Dies ist besonders auch deshalb zu bedauern, weil gerade KÖRBER auf Grund seiner umfassenden Kenntnisse über den Aufbau der Mainablagerungen in den verschiedenen Flußabschnitten derzeit am ehesten berufen gewesen wäre, eine Klärung der lange umstrittenen Terrassengliederung des tektonisch stark zerstückelten Untermaingebietes herbeizuführen.

Da eine unmittelbare Anknüpfung unserer Terrassenabfolge an die von KÖRBER (1962, S. 69 ff) für das Aschaffener Becken aufgestellte Gliederung infolge der durch tektonische Einflüsse stark modifizierten ursprünglichen Lagerungsverhältnisse auf erhebliche Schwierigkeiten stößt, muß zunächst eine eigene Darstellung für den genannten Raum versucht werden.

Mit dem Ziel einer möglichst einheitlichen Gesamtgliederung für das ganze Flußgebiet des Mains sollen jedoch die einzelnen Terrassenbildungen, soweit dies vertretbar erscheint, mit den von KÖRBER ausgeschiedenen Stufen korreliert werden.

Zum Verständnis der - wie bereits erwähnt - bis ins Pleistozän fortwirkenden starken tektonischen Zerstückelung des Untermaingebietes sei kurz auf den geologischen Großbau eingegangen. Im weiteren Bereich der heutigen Mainmündung durchkreuzen sich mit der bereits im Oberkarbon sich entwickelnden, im Rotliegenden mit mächtigen Sedimentmassen aufgefüllten SW-NE gerichteten Saar-Saale Senke und der

zu verschiedenen Zeiten tektonisch aktivierten Rheinischen Furche zwei großräumige langgestreckte Schwächezonen. Vom Verlauf des im Unterrotliegenden stark einsinkenden Saar-Saale Troges zeugen in unserem Gebiet heute lediglich noch die lokal eng begrenzten Rotliegend-Vorkommen des Spremlinger und des Nierstein-Nackenheimers Horstes. Während sich nach Ablagerung der mächtigen Rotliegend-Troglfüllung der Untergrund dieser Senke rasch konsolidierte, kam es in der Folgezeit zur verstärkten Herausbildung der Rheinischen Furche als Teil der langgestreckten Mittelmeermiösenzone. Vor allem im jüngeren Tertiär entstand im Nordteil der Bruchzone unter kräftiger Einsenkung eine schüsselförmige Erweiterung des Sedimentationsraumes, das sogenannte Mainzer Becken. Gegen Ende des Tertiärs brach schließlich am Ostrand der sich heraushebenden rheinhessischen Tertiärtafel eine schmale Grabenzone ein, die zur Herausbildung des Oberrheintalgrabens in seiner heutigen Gestalt führte. In diesen ständig einsinkenden Trog schütteten nun Rhein, Neckar und Main im Laufe des Quartärs ihre Sedimente ein.

Wie zahlreiche Bohrungen gezeigt haben, erfolgte in unserem Gebiet die größte Absenkung des tertiären Untergrundes an der Kreuzung der beiden großtektonischen Schwächezonen, nämlich der Saar-Saale Senke und der Rheinischen Furche. So ergaben sich im Raum Groß-Gerau/Rüsselsheim Sedimentmächtigkeiten der quartären Ablagerungen von weit über 100 m. Gegen den Grabenrand nach NE und E reduzieren sich diese Mächtigkeiten nach der bisherigen Kenntnis auf 30 - 40 m. Aus den Lagerungsverhältnissen der verschiedenen Terrassenstufen südlich des Mains kann weiterhin, wie im einzelnen noch zu zeigen sein wird, auf eine bruchstufenartige Absenkung des Untergrundes

vom Grabenrand nach Westen hin geschlossen werden. Auf eine eingehendere Erörterung dieser im einzelnen stark modifizierten tektonischen Vorgänge kann in dieser Arbeit verzichtet werden. Hier sei nur auf die von W. WAGNER (1950) im regionalen Rahmen durchgeführte stratigraphisch-tektonische Analyse verwiesen.

Nach dieser sehr gedrängten Übersicht über die geologisch-tektonische Entwicklung sollen im folgenden die einzelnen Terrassenstufen näher untersucht werden. In Umkehrung des geologischen Prinzips gehen wir dabei von den jüngsten Ablagerungen im heutigen Hochflutbett des Flusses aus. Wir wählen dieses etwas starre Schema vor allem deshalb, um eine zukünftige Gesamtbearbeitung der Mainterrassen im Untermaingebiet nicht durch eine zu starke Betonung lokaler Besonderheiten unnötig vorzubelasten.

2.1.2. Das Hochflutbett

Meist unmittelbar über dem mehrfach gestauten Flußspiegel liegt das vorwiegend als Grünland genutzte und bei jedem Hochwasser überschwemmte Hochflutbett des Mains. Das westlich Kelsterbach zunächst 25 - 75 m breite, an der Oberfläche meist ebene Hochflutbett verbreitert sich nach Westen auf maximal 400 - 500 m bei Bischofsheim. Die erhebliche Ausdehnung der hier überwiegend beackerten jüngsten Stufe ist in diesem Raum auch am Verlauf des südlichen Hochwasserschutzdammes, der allerdings nicht die Grenze gegen die nächsthöhere Stufe bildet, gut zu erkennen. Dort, wo das Hochflutbett seine größte Breite erreicht, schiebt sich stellenweise gegen den Fluß hin eine weitere sehr schmale, etwas tiefer liegende, bis in den Oberboden hinein vernäste, aus grauem schlickigem Material aufgebaute Fläche ein.

Die Ablagerungen des Hochflutbettes sind durch ein hellbraunes, vorwiegend schluffig-feinsandiges, stets bis in den Oberboden kalkhaltiges Sediment, das häufig Muschelschalen führt, gekennzeichnet. Das nachstehende Profil wurde in einem Pipeline - Graben auf der Höhe des Hofgutes Klaraberg unmittelbar am Flußufer aufgenommen (Bl. Hochheim 5916; R 3463 940 : H 5545 700):

- 1) 0 - 17 (17 cm) dunkelgraubrauner 10 YR 4/2, lehmiger Sand bis sandiger Lehm, stark schluffig, schwach humos, sehr stark durchwurzelt (Wiese), wenig aggregiert
- 2) 17 - 77 (60 cm) dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, schluffig-lehmiger Sand, kalkhaltig, mäßig durchwurzelt, nicht aggregiert
- 3) 77 - 91 (14 cm) dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, lehmiger, glimmerreicher Schluff, kalkhaltig bis stark kalkhaltig
- 4) 91 -119 (28 cm) dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, schluffiger Feinsand, schwach geschichtet, kalkfrei bis schwach kalkhaltig
- 5) 119-129 (10 cm) dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, lehmiger Schluff, kalkhaltig bis stark kalkhaltig
- 6) 129-141 (12 cm) rötlichgelber 7,5 YR 7/6 Feinsand locker, kalkfrei bis schwach kalkhaltig
- 7) 141-155 (14 cm) Schotterlage mit Buntsandsteingeröllern von 8 - 10 cm Ø, zahlreiche Keramikbruchstücke und Ziegelreste, häufig Muschelschalen
- 8) 155-244 (90 cm) vorwiegend Sand mit einzelnen lehmigen Schlufflagen

Einen wichtigen Hinweis auf das Alter dieser Hochflutbildung erhalten wir durch die Einlagerung von mehr oder weniger abgerollten Ziegel- und Keramikbruchstücken in der Schotterlage etwa 1,5 m unter der heutigen Oberfläche. Nach den Untersuchungen von

Dr. JORNS in Darmstadt (Amt für Bodendenkmalpflege) sind diese Scherben eindeutig in das ausgehende Mittelalter zu stellen, wobei im äußersten Fall 15. Jahrhundert als untere Zeitgrenze anzusetzen ist. Demnach wären in maximal 500 Jahren an dieser Stelle durch Mainhochwässer bis zu 1,5 m Sediment zur Ablagerung gekommen, eine erstaunliche Menge für einen so relativ kurzen Zeitabschnitt.

Diese auffallend starke Akkumulation innerhalb weniger Jahrhunderte dürfte sich noch am ehesten mit einer durch großflächige menschliche Bodennutzung ausgelösten verstärkten Erosion im Einzugsgebiet des Flusses erklären lassen, wie dies auch BRUNN-ACKER (1959, S. 76) andeutet. Die scherbenführende Geröllage - übrigens die einzige in 2,5 m Sediment - verdankt vermutlich ihre Entstehung einem verheerenden Hochwasser zu damaliger Zeit.

Auf diesen vermutlich auch heute noch gelegentlich in Fortbildung begriffenen jüngsten Flußsedimenten konnte sich bisher lediglich ein schwach entwickeltes A - C Profil ausbilden. Solche rendzinaartigen Aueböden werden auf Vorschlag von KUBIĚNA (1953) als Borowina bezeichnet. Mit dem noch über das gesamte Profil gleichmäßig verteilten Karbonatgehalt ist zudem ein gutes Unterscheidungsmerkmal zu älteren, an der Oberfläche stets entkalkten Auelehmbildungen gegeben.

Dieser Sedimentaufbau stimmt mit der von KÖRBER (1962, S. 25/26) gegebenen Beschreibung der Ablagerungen des Hochflutbettes im Mittelmaingebiet weitgehend überein. Damit ist für die Terrassengliederung zumindest ein gemeinsamer Ausgangspunkt gegeben.

2.1.3. Die Untere Niederterrasse (UNT) und ihre Hochflutlehmdecke

Die stets in Ackernutzung stehende, meist ebene, nur gelegentlich durch Altwasserrinnen schwach gegliederte Oberfläche der Unteren Niederterrasse liegt etwa 2 - 3 m über dem schmalen Grünlandstreifen des Hochflutbettes (92,5 m über NN). - Auf eine Höhenangabe der Terrassenoberfläche gegenüber dem Flußspiegel soll hier verzichtet werden, da infolge des Flußstaus auf kurze Entfernungen hin sehr erhebliche Unterschiede in den Höhenangaben auftreten können, die Relativzahlen des ungestauten Flußspiegels aber dem Feldbeobachter meist doch nicht zur Verfügung stehen. -

Morphologisch deutlich ausgeprägt nimmt diese Terrassenstufe zwischen Kelsterbach und Raunheim nur einen verhältnismäßig schmalen Streifen von 400 - 500 m Breite ein, erlangt dann aber westlich Raunheim ziemlich unvermittelt eine erhebliche räumliche Ausdehnung nach Süden bis etwa zur Linie Königstädten-Ginsheim. Schon STEUER erkannte bei der geologischen Kartierung des Blattes Hochheim (5916) diese Stufe als selbständige diluviale Bildung und bezeichnete sie als jüngste Terrassenaufschüttung (d_5 , Raunheim; s. a. Erläuterungen Geologische Karte Hochheim, A. LEPLA 1923, S. 31 und 32). Allerdings dürfen wir, das sei einschränkend hinzugefügt, bei dieser sich auf etwa 5 km verbreiternden Terrassenstufe nicht mehr ausschließlich von einem Aufschüttungsbereich der UNT sprechen, da, wie die Untersuchungen gezeigt haben, gelegentlich auch ältere Ablagerungen zumeist im gleichen Niveau mit den UNT-Sedimenten auftreten können. Durch das Fehlen deutlicher morphologischer Unterschiede in diesem Gebiet lassen sich die verschiedenaltigen Ablagerungen im Gelände meist nur schwer voneinander trennen. Diese

besonders im Bereich des Tertiärhorstes bei Bauschheim auftretenden Bildungen gehören vermutlich der über der UNT folgenden nächstälteren Stufe an, besitzen jedoch sicherlich nicht, wie dies auf der Geologischen Karte (Bl. Groß-Gerau 6016) angegeben ist, altpleistozänes Alter (du, STEUER).

Die Ursache der plötzlichen Verbreiterung der UNT-Stufe bei Raunheim-Rüsselsheim erklärt sich aus dem zum Teil stark mäandrierenden Verlauf einiger seit dem Präboreal vertorfte Mainaltläufe, die in dem genannten Gebiet aus der südwestlich gerichteten Fließrichtung scharf nach Süden abbiegen. Diese plötzliche Laufänderung gibt unter anderem einen deutlichen Hinweis auf die bereits erwähnte, bis in junge Zeit hinein fortwirkende tektonische Senkungstendenz mit dem Zentrum im Raume Groß-Gerau. In jüngster Zeit scheint sich diese Absenkung, wie aus dem Zurückpendeln des Flußlaufes in eine mehr westliche Richtung zu schließen ist, allerdings nicht mehr fortzusetzen.

Der maximal 3 - 4 m mächtige Akkumulationskörper der UNT setzt sich vorwiegend aus rötlichbraun gefärbten, lockeren, zum Teil kreuzgeschichteten Sanden und Schotterlagen zusammen. Wenn auch die sandigen Schichten im allgemeinen vorherrschen, so kann doch gelegentlich eine stärkere Geröllführung beobachtet werden. Die stets frischen Kiese und Schotter zeigen die bereits vielfach beschriebene charakteristische Zusammensetzung der Mainablagerungen mit einer starken Buntsandsteinvormaacht. Typisch und zur Abgrenzung gegen älteren Bildungen gut geeignet ist die stets zu beobachtende Beimengung von Muschelkalkgeröllen, deren Anteil an der Gesamtzusammensetzung der Schotter meist jedoch nur wenige Prozentanteile beträgt. Gelegentlich kann der Muschelkalkanteil allerdings auch

sehr stark anwachsen, wie dies in Baugruben bei Rüsselsheim und Schwanheim mehrfach beobachtet wurde. Entsprechend der starken Beteiligung von Muschelkalkgeröllen nehmen die Schotter dann ein mehr graues Aussehen an, wie dies ja von den Profilen des Mittelmaingebietes allgemein bekannt ist. Den meist frischen Kalkschottern sind nur vereinzelte Gerölle mit einer hellgrauen, dünnen bereits stärker entkalkten Verwitterungsrinde beigemischt. Die stark wechselnden Anteile von Muschelkalkgeröllen in den Schottern lassen auf einen sehr uneinheitlichen Materialtransport schließen, woraus zu ersehen ist, welche Vorsicht bei der Auswertung von Geröllanalysen zu stratigraphischen Zwecken geboten scheint.

Die Hochflutlehmdecke der UNT. Die sandig-kiesigen Ablagerungen der UNT tragen stets eine feinkörnige Hochflutlehmdecke von gelegentlich bis zu 1,5 m Mächtigkeit. Im ausgedehnten Akkumulationsbereich der UNT zeigt diese, im obersten Horizont zuweilen auch äolisch beeinflusste Deckschicht eine typische Dreigliederung in einen oberen dunkelbraun gefärbten, lehmig-sandigen, einen mittleren rotbraunen, lehmig-tonigen und einen unteren stets kalkreichen, lehmig-schluffigen Horizont. Einen guten Einblick in den Schichtaufbau zeigt das folgende, an der Baustelle der Caltex-Öl-Raffinerie westlich der Autobahn Frankfurt (Main)-Köln aufgenommene Profil (Bl. Hochheim 5916; R 3462 090 : H 5543 460):

- 1) Ap 0 - 25 (25 cm) dunkelgraubrauner 10 YR 3/2, lehmiger Sand, schwach humos, wenig aggregiert, stark durchwurzelt
- 2) B_v 25 - 55 (30 cm) brauner 7,5 YR 4/4, lehmiger Sand, feinsandig, kohärentes Gefüge, gelegentlich schwach rostgefleckt, vereinzelte 4 - 5 mm starke Tonanreicherungs-bänder (schokoladenbraun), diffuser Übergang

- 3) fB 55 - 96 (41 cm) dunkelroter 2,5 YR 3/6, sandig-lehmiger Ton, kleinpolyedrisches Gefüge, durchsetzt mit zahlreichen schwärzlichbr. stecknadelkopfgroßen Fe-Mn-Konkretionen, zuweilen auch Fe-Mn-Abscheidungen als Beläge auf den Gefügeelementen, allmählicher Übergang zu
- 4) C 96 -134 (38 cm) gelblichroter 5 YR 5/6, feinsandig-schluffiger, kalkhaltiger Lehm, deutlich geschichtet, pseudomycelartige Kalkabscheidungen, nach unten zunehmend sandig
- 5) D 134 + rötlichbraune Sande und Kiese der UNT

Diese typische Profilgliederung beruht sowohl auf primären Sedimentationsunterschieden als auch auf zeitlich verschiedenen Bodenbildungsprozessen. Schichtigkeit ist in solchen Profilen mit hoher Wahrscheinlichkeit stets dann gegeben, wenn in der Kornverteilung der sandigen Fraktionen der verschiedenen Horizonte deutliche Unterschiede auftreten. Wie ein Vergleich der Analysenergebnisse des oben dargestellten Profils zeigt, läßt sich in diesem Falle eine Schichtigkeit allerdings nur schwerlich nachweisen. Verfolgt man jedoch die Profilentwicklung in heute etwas flußferneren Gebieten, so ist dort bereits visuell eine deutliche Zunahme der sandigen Komponente im B_v -Horizont zu erkennen. Diese Beobachtung wird durch Siebanalysen aus einem Profil im Neubaugebiet östlich Rüsselsheim bestätigt, wonach die Kornverteilung im oberen Horizont ein deutliches Maximum in der Fraktion $200 - 500 \mu$ (32 %), in den beiden unterlagernden Horizonten dagegen übereinstimmend zwischen 100 und 200μ (25 % fB; 21 % C) aufweist. Daneben bestehen auch deutliche Unterschiede in der mineralischen Zusammensetzung. So werden die beiden tieferen Horizonte (fB und C) durch einen relativ hohen Glimmergehalt

gekennzeichnet, der dem B_v-Horizont dagegen völlig fehlt. Den endgültigen Beweis jedoch für die Zweischichtigkeit des Deckschichtenkomplexes lieferte ein kleiner Aufschluß am Rande eines eng begrenzten Dünengebietes am Ostpark bei Rüsselsheim. Hier wird der rotbraune, tonige Horizont von etwa 1,2 - 1,4 m mächtigen Flugsanden überlagert, die an der Oberfläche zu einer schwach entwickelten Braunerde verwittert sind (leider entstand dieser Aufschluß erst kurz vor Abschluß der Arbeit, so daß eine weitere Auswertung nicht möglich war).

Fassen wir die verschiedenen Einzelergebnisse zusammen, so ergibt sich hinsichtlich der Frage der Schichtigkeit in diesem Profil folgender Befund:

Der braunrote, tonige Horizont (fB) bildet zusammen mit der unterlagernden, kalkhaltigen, lehmig-schluffigen Schichtfolge eine Sedimentationseinheit. Die regionale und petrographische Gleichartigkeit dieses Schichtkomplexes spricht für ein einheitliches, fluviatiles Ablagerungsmedium (Hochflutlehmabildung). Demgegenüber dürfte sich der stärkere Wechsel in der Korngrößenzusammensetzung der Deckschicht damit erklären lassen, daß in Flußnähe die fluviatile Akkumulation noch vorherrschte, während sich in den flußferneren Gebieten bereits der äolische Einfluß stärker geltend machte. Daß es sich hier um ein Zwei- und nicht etwa gar um ein Dreischichtprofil handelt, wird durch die zapfen- und taschenförmige Ausbildung des fB-Horizontes hinreichend bewiesen.

Damit erhebt sich nun die Frage nach den bodenbildenden Vorgängen und dabei vor allem nach den Ursachen der starken Tonanreicherungen im fB-Horizont. Daß der hohe Tonanteil in diesem Horizont im wesentlichen nicht, wie man zunächst annehmen möchte, auf eine Toneinschlämmung aus dem überlagernden Material zu-

rückzuführen ist, beweist eindeutig der Profilaufbau am Rüsselsheimer Ostpark. Die hier den tonigen Horizont überdeckenden, mineralarmen Flugsande konnten, wenn überhaupt, nur ganz geringe Tonmengen liefern. Gegen eine intensive Lessivierung spricht auch der Bodenaufbau in den übrigen Gebieten, denn außerhalb des Ablagerungsraumes der Hochflutlehme fehlen in den Profilen nahezu ausnahmslos die Anzeichen einer stärkeren Toneinwaschung unter den B_V -Horizonten.

Geringfügige Verlagerungsvorgänge der Feinsubstanz, besonders in den flußnahen Deckschichtenprofilen, lassen sich jedoch, wie der mikromorphologische Befund im folgenden zeigt, nicht ganz ausschließen.

Im Schliffbild setzt sich der Skelettanteil des B_V -Horizontes (Profil Caltex) vorwiegend aus einem unregelmäßigen Korngemisch größerer Sandkörner und feinsandig-schluffiger Partien zusammen. Der Bodenaufbau insgesamt zeigt ein normal stabiles Braunerdegefüge graubrauner Färbung. In Hohlräumen, Spalten und an Kornoberflächen sind stets noch feinste Tonbeläge angelagert. Anzeichen einer Blank- oder Freiwaschung an Kornoberflächen und an Hohlraumwandungen sind nicht festzustellen.

Das Bodenskelett des fB-Horizontes zeigt einen ganz ähnlichen Aufbau. Dagegen ist ein mengenmäßig höherer, sattbraun gefärbter Tonanteil als in der Braunerde festzustellen. Die in situ entstandene tonige Zwischenmasse in den Kornzwischenräumen läßt eine etwas ausgeprägtere Orientierung erkennen, die sich gegen die Kornoberflächen hin zunehmend verstärkt. In Poren und Spalten beobachtet man eine stärkere Tonakkumulation, die auf eine Zufuhr tonigen Materials hindeutet. Was die Herkunft dieses Tonmaterials betrifft, so besteht einmal die Möglichkeit einer kleinräumigen Verlagerung innerhalb des Horizontes selbst, zum an-

Dünnschliffaufnahmen

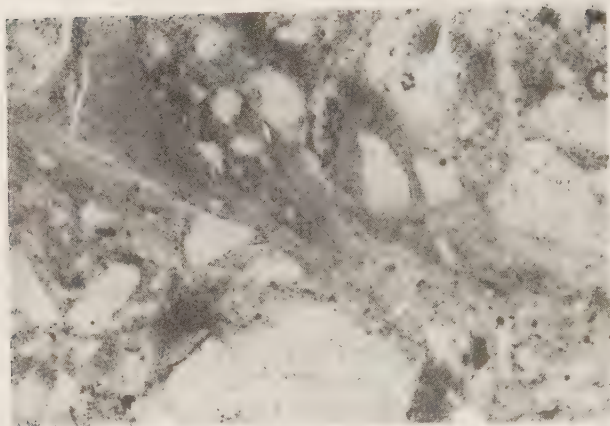


Abb. 1: "Verlehmungshorizont" eines Hochflutsediments (Main). Wenig gerundetes Skelettmateriale unterschiedlicher Körnung in einer dichten, tonigen Grundmasse. In einer Spalte (Bildmitte) Anlagerung eingeschlammter Tonsubstanz. M 320 : 1 Aufn. Altem. 54/55

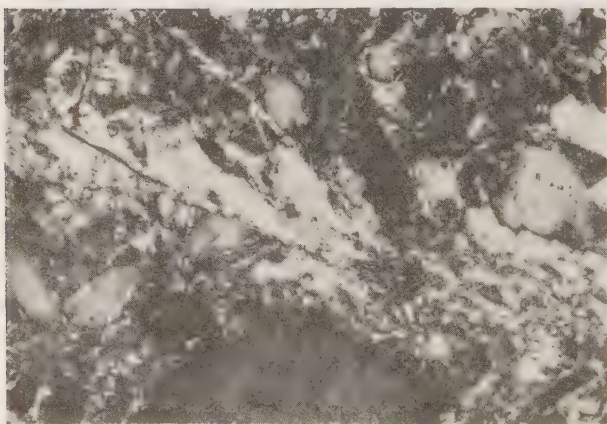


Abb. 2: Aufnahme wie Abb. 1 bei + N. Deutliche Orientierungsdoppelbrechung der eingeschlammten Tonsubstanz in Fließrichtung. Im Inneren des Gefüges vornehmlich an Kornoberflächen stark ausgeprägte Orientierung der Feinsubstanz. M 320 : 1 Aufn. Altem. 56/57

Dünnschliffaufnahmen

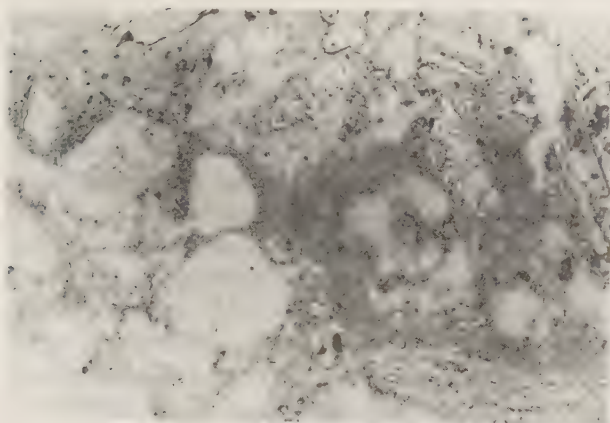


Abb. 3: Unverwittertes Hochflutsediment des Mains. Die Zwischenräume des verschiedenkörnigen Skelettmaterials werden noch überwiegend von nadelig kristall. Kalzit ausgefüllt. M 320 : 1 Aufn. Altem. 62/63

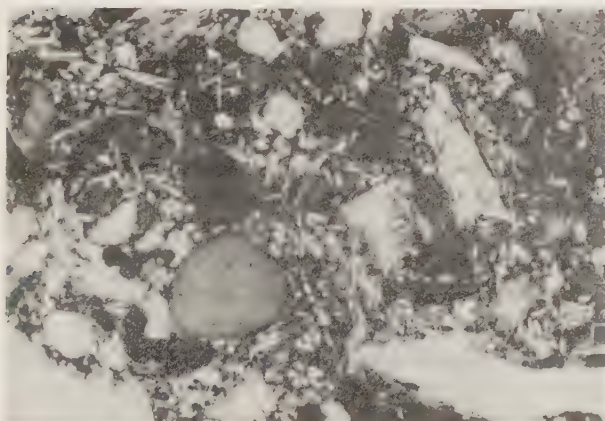


Abb. 4: Aufnahme wie Abb. 3 bei + N. Die nadelförmigen Kalzitkristalle in den Kornzwischenräumen leuchten hell auf. M 320 : 1 Aufn. Altem. 64

deren die einer Einschlämmung von außerhalb.

Im noch kalkhaltigen Hochflutlehm zeigt die Kornverteilung ein ähnlich breites Spektrum wie in den überlagernden Horizonten. Das als Zwischenmasse eingelagerte Karbonat ist bevorzugt an den Kornoberflächen und daneben vor allem in Hohlräumen und Leitbahnen angereichert. Stellenweise kam es auch bereits zu einer stärkeren nach unten gerichteten Karbonatverlagerung. Weiterhin ist in den größeren Leitbahnen eine deutlich erkennbare spätere Tonzufuhr erfolgt. Der Ton ist feindisperser als in dem hangenden fB-Horizont. Dies beruht vermutlich auf einer gewissen Filterwirkung des noch kalkhaltigen C-Horizontes. Auf den feinen Tonbelägen ist eine spätere Karbonatüberlagerung nicht mehr erfolgt. Lediglich an einzelnen Stellen wurde etwas Karbonat in den Ton einkristallisiert.

Aus dem mikromorphologischen Befund ergibt sich damit hinsichtlich der genetischen Deutung des fB-Horizontes folgendes:

Die hohen Tonanteile in der Zwischenmasse sind zweifellos in situ entstanden. Was die Tonanlagerungen in den Hohlräumen, Rissen und Spalten betrifft, so ist mikromorphologisch nicht zu beweisen, ob dieser Ton aus dem überlagernden Horizont eingeschlämmt oder aber aus einem heute nicht mehr vorhandenen Horizont zugeführt wurde. Da der B_V-Horizont an der heutigen Oberfläche jedoch noch ein völlig intaktes Braunerdegefüge zeigt, erscheint eine stärkere Tonabfuhr aus diesem Profilabschnitt wenig wahrscheinlich.

Auf Grund dieser durch verschiedene Untersuchungsmethoden gewonnenen Einzelergebnisse könnte das Decklehmprofil vielleicht in folgender Weise gedeutet werden:

Nach Ablagerung der sandig-kiesigen UNT erfolgte innerhalb eines längeren Zeitraumes durch häufige Überflutungssedimentation die Bildung der kalkhaltigen Hochflutlehmdecke. Diese Akkumulation kam vermutlich während einer verstärkten erosiven Phase des Mains allmählich zum Stillstand. Damit konnte zunächst an der Oberfläche eine stärkere Entkalkung einsetzen. Unter dem Einfluß eines gegenüber den heutigen Verhältnissen wesentlich wärmeren Klimas setzte dann in diesem teilweise entkalkten Sediment eine intensive Bodenbildung ein, die in dem feinkörnig-schluffigen Substrat zu einer merkbaren Tonmineralneubildung in situ führte. Daneben kann ein geringer Anteil der tonigen Substanz vermutlich auch auf Einschlämmung zurückgeführt werden. Ein erneuter Klimaschwung beendete diese Bodenbildungsphase; in Flußnähe kam es nachfolgend zu wechselnder äolischer und fluviatiler, in den flußferneren Gebieten dagegen zu überwiegend äolischer Sedimentation. Die teilweise vorherrschend sandigen bis 80 cm mächtigen äolischen Ablagerungen wurden in dem bis zur Gegenwart reichenden Zeitraum zu einer schwach bis mäßig entwickelten Braunerde umgebildet.

Das geologisch durch seine Zweischichtigkeit gekennzeichnete Decklehmprofil der Unteren Niederterrasse repräsentiert demnach auch zwei zeitlich getrennte, typologisch deutlich unterscheidbare Bodenbildungen. Die eingehende Erörterung der altersmäßigen Einstufung dieser verschiedenen Horizonte soll zusammen mit der Diskussion der äolischen Deckschichtenprofile erfolgen. Es kann hier jedoch bereits vorausgeschickt werden, daß die starke Verlehmung der Hochflutablagerungen vermutlich erst im Holozän erfolgte.

2.1.4. Die Obere Niederterrasse (?) (ONT)

An die UNT schließt sich eine, morphologisch gegen diese nur durch eine zwei bis drei m hohe Stirnkante abgesetzte, weitere als Obere Niederterrasse zu bestimmende Terrassenstufe an (95 m über NN). Die flächenhafte Ausdehnung dieser Flußaufschüttung läßt sich nur schwer bestimmen, da infolge fehlender morphologischer Unterschiede eine sichere Abgrenzung gegen die nach Süden an die Oberfläche tretenden älteren Ablagerungen nur in wenigen Fällen möglich ist. Zwischen Kelsterbach und Raunheim dürfte die Gesamtbreite dieser Terrasse 400 - 600 m jedoch nicht überschreiten. Wie in einzelnen Bodeneinschlägen und den wenigen größeren Aufschlüssen beobachtet werden konnte, keilen die Ablagerungen der ONT-Stufe nach Süden allmählich aus und überdecken dann vielfach nur noch als dünner Schleier die älteren Aufschüttungen. Die Stirnkante dieser Terrasse läuft bis Raunheim der B 43 fast parallel, biegt im Ortsbereich scharf nach Süden ab und ist am östlichen Ufer eines Mainaltlaufs bis Königstädten gut zu verfolgen.

Der rötliche, frische, im Durchschnitt 3 - 4 m mächtige Schotterkörper wird bei Zurücktreten der sandigen Komponente vorwiegend aus rötlichen Buntsandsteingeröllen unterschiedlicher Größe, hellen Quarz- und Quarzitgeröllen sowie vereinzelt beigemengten Kieseliefer- und Hornsteingeröllen aufgebaut. Nicht selten tragen die Buntsandsteingerölle an ihrer Oberfläche als Anzeichen geringer Verwitterungseinflüsse dünne, meist lückenhafte, schwärzliche Manganüberzüge. Eine Beimengung von Muschelkalkgeröllen, wie sie für die UNT typisch ist, konnte in diesen Ablagerungen nicht beobachtet werden. Die Einlagerung zahlreicher grober Buntsandsteinblöcke vorwiegen: an der Basis des Schotterkörpers beweist eindeu-

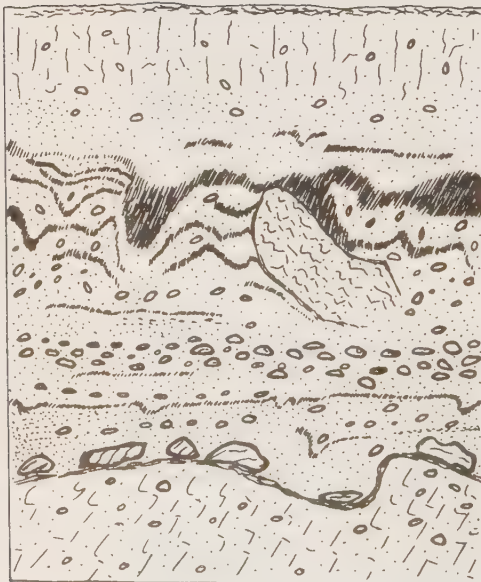
tig den kaltzeitlichen Charakter dieser Terrasse. Eine Hochflutlehmdecke ist in deutlichem Gegensatz zur UNT an der Oberfläche der schotterreichen Oberen Niederterrasse nicht ausgebildet, so daß dort, wo ihre Oberfläche beackert wird, an der dichten Schotterbestreuung der Felder diese fluviatile Aufschüttung leicht erkannt werden kann. Zu stärkeren Flugsandüberwehungen kam es vor allem im südwestlichen Verbreitungsgebiet zwischen Raunheim und Königstädten, während zwischen Kelsterbach und Raunheim nur randlich von Süden her dünne Flugsandschleier auf diese Terrasse übergreifen.

Der rötliche, nahezu unverwitterte Schotterkörper wird stets mit scharfer Grenze von stark verwitterten gelben bis gelblichweißen Sanden und Schottern unterlagert. Diese deutliche petrographische Grenze zwischen gelben und roten Schottern war in der Sandgrube Willersinn westlich Kelsterbach zeitweise gut aufgeschlossen. Ein anschauliches Bild der Übergangszone von gelben zu roten Schottern sowie vor allem des Aufbaus der verschiedenartigen Schotterkörper vermittelt ein an der Nordwestseite der Grubenwand aufgenommenes Profil (Bl. Kelsterbach 5917; R 3464 480 : H 5545 120).

- 1) A 0 - 6 (6 cm) schwärzlichbr. Sand - anlehm. Sand, humos, Sandkörner z. T. stärker gebleicht
- 2) B_v 6 - 48 (42 cm) brauner 7,5 YR 5/4, kiesiger, anlehmiger Sand, schwach kohärentes Gefüge, stark durchwurzelt, mit vereinzelt bis faustgroßen Geröllen
- 3) fB 48 -128 (80 cm) braunroter 5 YR 4/4 - 4/6, sandig, kiesiger Lehm, stark verwürgt, teilweise in zahlreiche Bänder aufgelöst (Tonanreicherungszone), in den Zapfen und Taschen vereinzelt Reste eines noch schwach gelb-

lichbraunen 10 YR 6/4, feinkörnigen, schwach kalkhaltigen, sandigen Materials

- 4) C 128-360 (232 cm) rötlichbr., unverwitterte, lockergelagerte Kiese und Schotter, Gerölle überwiegend Buntsandstein, untergeordnet Quarz, Quarzit, Kie-selschiefer, Grauwacken
- 5) 360-400 (40 cm) Grobschotterzone mit größeren Buntsandstein-Driftblöcken (0,48 x 0,36 x 0,20 m)
- 6) 400 + scharfer Übergang zu gelben, leicht verkitteten Sanden mit stark gebleichten Bunt-sandsteingeröllen



Braunerde

Bänderhorizont (verwürgt)

Rötliche Kiese und Schotter

Basale Triftblocklage

Gelbe Sande und Kiese

Oberer Niederterrasse

Keisterbacher Terrasse

Abb. 5 : Profil Kiesgrube Willersinn westl.
Kelsterbach / Main

Unter der Braunerde mittlerer Entwicklungstiefe an der Oberfläche dieser Terrasse fällt ein stellenweise bänderartig aufgelöster, zuweilen stark kryptobat gestörter Tonanreicherungshorizont auf, dessen Taschen gelegentlich noch mit einem hochflutlehmartigen, meist schwach kalkhaltigen, feinkörnigen Material gefüllt sind. Die Bildung dieses Horizontes dürfte bereits vor dem letzten Kälterückschlag in der jüngeren Tundrenzeit erfolgt sein und steht damit in keinem zeitlichen Zusammenhang mit der starken Verlehmung der Hochflutablagerungen der UNT.

Gewisse Möglichkeiten für die zeitliche Datierung dieser Aufschüttung ergeben sich aus dem Fund einiger Zahnfragmente von "Mammonteuus primigenius" in der Grube Willersinn. Herr Dr. ADAM (Stuttgart) ⁺) kommt auf Grund eingehender Untersuchungen der fragmentären Molaren zu dem Ergebnis, daß die beiden dem roten Schotterkörper entstammenden Zahnreste ins Jungpleistozän, also ins Würm zu stellen sind, während dem in den gelben Schottern gefundenen Molarenrest ein vermutlich höheres Alter zukommt.

Diese Datierung erfährt durch die Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen von zuweilen an der Grenze zwischen gelben und roten Schottern eingeschalteter, dünner, humoser Schlicklagen eine wesentliche Stützung. Einer solchen meist autochthonen, vermutlich warmzeitlichen Bildung wurde in einer Sandgrube südlich Rüsselsheim (Bl. Groß-Gerau 6016) ein etwa 35 cm mächtiger Monolith entnommen, der von Herrn Dr. BENDA pollenanalytisch untersucht wurde. Die fünf

⁺) Herr Dr. SEMMEL (Wiesbaden) stellte mir freundlicherweise das Gutachten von Herrn Dr. ADAM für meine Zwecke zur Verfügung.

aus dem Monolith entnommenen Proben wiesen dabei recht gleichmäßige, durch hohe Gehalte von Pinus und das Auftreten von Picea charakterisierte Pollenspektren auf. Auf Grund dieser Spektren könnten die Schlicke in den jüngeren Teil des Eem-Inter-glazials gehören, wenn auch das Fehlen der Hainbuche eine sichere Aussage nicht erlaubt. Da außerdem die Pollenführung der Einzelproben eine waldgeschichtliche Entwicklung nicht erkennen läßt, kann eine endgültig gesicherte Datierung nicht vorgenommen werden. Die übrigen von anderen Stellen entnommenen Proben wiesen meist nur geringe, nicht auswertbare Pollengehalte auf, so daß ein regionaler Vergleich leider nicht möglich war.

Wenn auch die Einzelergebnisse der vorgenannten Untersuchungen für sich allein eine hinreichend sichere Altersdatierung nicht ermöglichen, so dürfte sich doch aus der Kombination derselben mit einiger Wahrscheinlichkeit ein jungpleistozänes Alter (Würm) für diese Terrasse ergeben.

Im Zusammenhang mit diesen Datierungsfragen erscheint es wichtig, noch einmal kurz auf die von KÖRBER vertretene Terrassengliederung im Aschaffener Becken und im Mittelmaintal unterhalb Würth-Erlenbach einzugehen. KÖRBER (1962, S. 69 ff) hebt in seiner Beschreibung dieses Flußabschnittes die beherrschende Stellung einer von ihm, in Anlehnung an die Terrassengliederung des Rheintales, als "Talwegterrasse" bezeichneten Flußaufschüttung hervor. Gestützt auf seine Kenntnis der Gesamtentwicklung des Mainlaufs ordnet KÖRBER diesen Schotterkörper der Unteren Mittel-terrasse des Mittelmaintales zu und fordert damit ein präwürmzeitliches Alter (Riß) für diese Flußaufschüttung. Dieser Auffassung von KÖRBER widerspricht jedoch KESSLER (1959, zit. n. KÖRBER 1962, S. 70),

Tab.: 2 Pollenanalytische Untersuchung
 von Flußschlickten aus einer Sandgrube südl. Rüsselsheim
 (R 3456 980 : H 5537 400), Bl. Groß-Gerau (6016)

Analyt. Dr. BENDA

Zähltablelle
 =====

	Einzel- probe	Monolith (I B)				Liegd.
	30 B	Hangd.				
		0,36 - 0,34 m	0,28 - 0,26 m	0,19 - 0,17 m	0,12 - 0,10 m	0,05 - 0,03 m
<u>Baumpollen:</u>						
Pinus	90,0 %	84,0 %	78,0 %	85,0 %	85,5 %	74,0 %
Picea	5,0 %	11,0 %	15,0 %	12,0 %	11,0 %	18,0 %
Abies	-	-	-	1,0 %	-	-
Quercus	1,0 %	0,5 %	-	-	0,5 %	-
Ulmus	-	0,5 %	-	-	-	-
Tilia	-	-	-	-	-	-
Alnus	2,0 %	1,5 %	3,0 %	2,0 %	1,0 %	2,0 %
Betula	2,0 %	2,5 %	4,0 %	-	2,0 %	6,0 %
<u>Nichtbaumpollen:</u>	4,0 %	6,0 %	1,0 %	6,0 %	5,5 %	3,0 %
(in % der BP-Summe)						
Corylus	-	-	-	-	0,5 %	1,0 %
Gramineae	1,0 %	2,0 %	1,0 %	2,0 %	1,0 %	-
Cyperaceae	-	1,0 %	-	-	1,0 %	-
Calluna	-	0,5 %	-	3,0 %	-	-
Erica	-	-	-	-	-	-
Artemisia	1,0 %	0,5 %	-	-	-	2,0 %
Batrachium	-	-	-	-	-	-
Umbelliferae	-	-	-	-	0,5 %	-
Comp. ligulifl.	-	0,5 %	-	-	-	-
Comp. tubulifl.	-	-	-	-	0,5 %	-
Rubiaceae	-	-	-	-	0,5 %	-
Varia	2,0 %	1,5 %	-	1,0 %	1,5 %	-
<u>Sporen:</u>						
Sphagnum	1,0 %	4,0 %	3,0 %	1,0 %	0,5 %	6,0 %
Polypodiaceae	-	0,5 %	2,0 %	2,0 %	1,0 %	-
Lycopodium	-	1,5 %	-	-	-	-

indem er dieser weit ausgedehnten, fast völlig ebenen Terrasse ein letztkaltzeitliches (Würm) Alter zuweist.

Ohne in diese besonders auch für die Terrassengliederung des Untermaingebietes bedeutsame Diskussion vorläufig weiter eingreifen zu wollen, sollte doch festgestellt werden, daß, soweit nach wenigen Vergleichsbegehungen überhaupt eine Aussage möglich ist, unsere als ONT (?) bezeichnete Flußaufschüttung der KÖRBER'schen Talweg- oder der KESSLER'schen "10 m-Terrasse" in mancher Hinsicht entspricht (allerdings nicht in der Muschelkalkführung). Da die ONT jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit ins Würm zu stellen ist, wäre die von KESSLER vertretene Auffassung einer letztkaltzeitlichen Akkumulation seiner "10 m-Terrasse" nicht gar so abwegig.

Träfe dagegen die Einstufung als Mittelterrasse (riß-eiszeitlich) zu, so würde, vorausgesetzt das würmzeitliche Alter unserer ONT kann aufrechterhalten werden, der gesamte Talwegterrassenkomplex im Untermaingebiet heute fehlen, denn eine Parallelisierung unserer stark verwitterten gelben Kiese mit den frischen unverwitterten Talwegschottern kann auch aus anderen Gründen nicht in Erwägung gezogen werden. Daß aber von der im Aschaffenburgischen Becken in einer beachtlichen Breite die gesamte Talzone aufbauende Talwegterrasse in unserem, nur wenige km weiter westlich gelegenen, ganz ähnlich gebauten Gebiet keinerlei Reste mehr vorhanden sein sollen, kann als ebenso unwahrscheinlich gelten.

Bis zur endgültigen Klärung dieses Widerspruchs soll der rötliche, frische Schotterkörper der ONT (?) vorläufig mit allem Vorbehalt ins Würm gestellt werden und würde demnach einer älteren oder oberen Niederterrasse entsprechen.

2.1.5. Die Kelsterbacher Terrasse

In dem von uns betrachteten Flußabschnitt westlich Kelsterbach tritt die Kelsterbacher Terrasse morphologisch nur noch wenig hervor, dagegen kam es in dem östlich anschließenden Gebiet zur Herausbildung einer 10 - 15 m hohen markanten Geländekante. Diese in nahezu ostwestlicher Richtung zwischen Frankfurt (Main)-Louisa und Kelsterbach sich erstreckende Terrassenstufe tritt bei Kelsterbach dicht an den heutigen Flußlauf heran und bildet dort ein bis auf 20 m über den Flußspiegel ansteigendes Steilufer. Nach Westen verflacht sich die Stirnkante dann sehr rasch und taucht unter jüngere Schotter ab.

WAGNER (1950, S. 181) verwechselt offensichtlich diese Stufe mit der sich westlich Kelsterbach neu entwickelnden morphologisch stärker hervortretenden Geländekante der ONT, wenn er von einem als Kelsterbacher Terrasse bezeichneten und bis Königstädten nördlich von Groß-Gerau zu verfolgenden großen Terrassenzug spricht.

Westlich des Sprendlinger Horstes erreicht die Kelsterbacher Terrasse eine große flächenhafte Ausdehnung. Die fluviatilen Aufschüttungen, bis etwa 10 km weit nach Süden gut zu verfolgen, bedecken hier eine Fläche von mehr als 150 km². Allein was ihre räumliche Verbreitung betrifft, ist sie damit der von KÖRBER (1962, S. 69) im Aschaffener Becken als Talwegterrasse bezeichneten Ablagerung vergleichbar.

Die Kelsterbacher Terrasse wird von gelblichen bis gelblichweißen, meist stark verwitterten Schottern und Sanden aufgebaut, wobei grobkörnige Sande und Kiese bei weitem überwiegen. Randlich, besonders im südlichen Bereich, treten die gröberen Gerölle immer mehr zurück. Im Vertikalprofil zeigen die Ablagerungen im

allgemeinen einen bemerkenswert einheitlichen petrographischen Aufbau.

Die Altersstellung der Kelsterbacher Terrasse blieb infolge ihrer Fossilleere bis heute umstritten. Schon frühzeitig (KOCH 1898) tauchte allerdings die Vermutung auf, daß sich am Aufbau dieser morphologisch einheitlichen Terrasse Schotterkörper stratigraphisch verschiedener Akkumulationsphasen beteiligen.

Die erste eingehende Bearbeitung zu dieser Fragestellung erfolgte durch BAAS (1932), der ein in den Schottern etwa 7 - 8 m unter der Terrassenoberfläche angeschnittenes "Braunkohlenflöz" bei Schwanheim pollenanalytisch eingehend untersuchte. Auf Grund seiner Ergebnisse und deren Vergleich mit anderen bereits bekannten Vorkommen forderte er ein frühinterglaziales (Tegelen-Warmzeit) Alter für die Entstehung dieser nach ihm autochthonen humosen Tonschicht. Entsprechend dieser zeitlichen Fixierung des Braunkohlenflözes ergab sich für den gesamten Schotterkörper der Kelsterbacher Terrasse eine klare Dreigliederung in zwei durch ein Interglazial getrennte kaltzeitliche Schotterbildungen des Altmittelpleistozäns.

Da der von BAAS bearbeitete Aufschluß heute nicht mehr zugänglich ist, wurden im Rahmen unserer Arbeit zahlreiche Kiesgruben in den weitverbreiteten Kelsterbachschottern auf vergleichbare tonige Einschaltungen hin untersucht. Wie diese Beobachtungen ergaben, treten in den meisten dieser Aufschlüsse ein oder auch mehrere tonige, meist linsenförmige Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit in verschiedenen Niveaus auf. Die pollenanalytische Untersuchung dieser gelegentlich stark humosen Schlicklagen führte allerdings nur in einem Falle und auch hier nur zu einem Teilergebnis.

Tab.: 3 Pollenanalytische Untersuchung
 einer Flußschlicklage aus der Kiesgrube Holzmann
 (R 3474 600 : H 5544 250), Bl. Kelsterbach (5917)

Analyt. Dr. BENDA

Zähltablelle

=====

Einzelprobe 50 B

Baumpollen:

Pinus	15,6 %
Picea	34,0 %
Abies	-
Quercus	2,0 %
Ulmus	0,8 %
Tilia	1,2 %
Alnus	42,8 %
Betula	3,6 %

Nichtbaumpollen:

6,0 %

(in % der BP-Summe)

Corylus	2,4 %
Gramineae	1,2 %
Cyperaceae	0,4 %
Calluna	-
Erica	0,4 %
Artemisia	-
Batrachium	0,4 %
Umbelliferae	0,8 %
Comp. ligulifl.	-
Comp. tubulifl.	-
Rubiaceae	-
Varia	0,4 %

Sporen:

Sphagnum	-
Polypodiaceae	2,0 %
Lycopodium	-

Diese schon von KLEMM (1901, S. 31) erwähnte stellenweise humose Tonlage in der Kiesgrube Holzmann an der Gehspitz schaltet sich etwa 2 - 3 m unter der heutigen Oberfläche in die gelblichen Sande und Kiese der Kelsterbacher Terrasse ein. Ihre Mächtigkeit schwankt an der östlichen Aufschlußwand zwischen 20 und 100 cm. Die humosen Einschaltungen werden jedoch meist nur wenige dm stark, so daß zur Pollenanalyse nur Einzelproben entnommen werden konnten. Die Pollenanalyse mehrerer Proben aus dieser Tonlage ergab ein übereinstimmendes Pollenspektrum mit einer deutlichen Picea- und Alnus-Dominanz. Da es sich jedoch um Einzelproben handelt, kann aus diesen Ergebnissen ein walddeschichtlicher Ablauf nicht ersehen werden, so daß eine Datierung dieser Tonlage nur mit Vorbehalt möglich ist.

Allein auf Grund des Pollenspektrums könnte die Tonschicht in das Eem-Interglazial eingestuft werden. Dieser Deutung widersprechen jedoch die Lagerungsverhältnisse in diesem Aufschluß, wonach im günstigsten Falle ein Mindel/Riß-Interglaziales Alter für die Entstehung der Tonschicht vertreten werden könnte. Wir ersehen jedenfalls daraus, daß diese humose Schlicklage in der Holzmann'schen Grube altersmäßig nicht unmittelbar mit dem Braunkohlenton von Schwanheim verglichen werden kann.

In diesem Zusammenhang soll noch einmal kurz auf die seit Beginn der Untersuchungen der Kelsterbacher Terrasse umstrittene Frage der Horizontbeständigkeit der Toneinschaltungen eingegangen werden. Während KOCH (zitiert n. WAGNER 1950, S. 183) annahm, daß der Ton die Kelsterbachschotter in einen oberen und unteren Abschnitt teile, wies KLEMM (1901, S. 31) auf das Auftreten dieser Tonschichten in verschiedener Höhenlage in den Profilen hin. WAGNER (1950, S. 183) findet die KOCH'sche Annahme durch die Untersuchung von BAAS (1932) vollauf bestätigt. Zur Stützung seiner Annahme

teilt WAGNER (1950, S. 183) weitere aus Bohrverzeichnissen entnommene Angaben über die Einschaltung von Tonhorizonten in der Kelsterbacher Terrasse mit. Wenn er dabei allerdings u. a. als Beispiel für die Horizontbeständigkeit dieser Tone von Bohrloch 12 (Bl. Kelsterbach 5917) die Mächtigkeit der hangenden Schotter über dem Ton mit ungefähr 14 m angibt, was bereits der doppelten Mächtigkeit bei Schwanheim entspricht, so dürfte gerade dieses Beispiel gegen die gleichbleibende Höhenlage der Tonschichten in den Profilen sprechen.

Daß außer dem Schwanheimer Braunkohlenton weitere Tonhorizonte auftreten können, geht schon aus der Profilbeschreibung von BAAS (1932, S. 361) hervor, der eine etwa 70 cm mächtige Tonlage etwa 3 m unter der Terrassenoberfläche erwähnt.

Eine weitere Möglichkeit zur altersmäßigen Einstufung der Kelsterbachschotter sieht WAGNER in dem Vergleich des Schwanheimer Profils von BAAS mit den bekannten fossilreichen Mosbacher Sanden, deren mittlere Abteilung nach RUTTE (1958, S. 746) eine ähnliche Faunenverteilung wie das Randersackerer Vorkommen (Main) zeigt und damit nach ihm in die jüngere Steppenzeit (= beginnendes Mindelglazial) zu stellen ist. Da nach WAGNER die Mosbacher Terrassenablagerungen eine ebenso deutliche Dreigliederung im Profilaufbau erkennen lassen wie das Schwanheimer Vorkommen, ergibt sich nach ihm bereits aus den Lagerungsverhältnissen ein brauchbarer Hinweis auf die gleichzeitige Entstehung dieser fluviatilen Bildungen.

Diese Einstufung des "Schwanheimer Braunkohlentons" in das Günz/Mindel Interglazial (Cromer-Warmzeit) muß heute jedoch auf Grund neuer Forschungsergebnisse aufgegeben werden. Inzwischen konnte nämlich der Beweis erbracht werden (v. d. BRELIE 1959, S. 382/383), daß die Tegelen-Flora eine wesentlich ältere Warm-

zeit (älteste Warmzeit zwischen Brüggen und Euburonkaltzeit) repräsentiert als (n. d. PENCK'schen Gliederung) bisher angenommen. Die Kelsterbacher Schotter wären entsprechend der neuen stratigraphischen Gliederung demnach zumindest in ihrem tieferen Teil ins Altpleistozän zu stellen. Damit entfällt auch ein unmittelbarer Vergleich der Kelsterbacher Terrassen mit der von KÖRBER (1962, S. 26 ff) bei seinen morphogenetischen Studien im gesamten Mittelmaingebiet nachgewiesenen altpleistozänen Talaufschüttung. Diese bis 60 m mächtige Schotterfüllung ist deutlich gegliedert in einen liegenden Schotterkörper, einen teilweise bis 10 m mächtigen mittleren Tonhorizont und einen hangenden sandigen, kiesigen Komplex. Durch die palynologische Untersuchung eines in den Tonkomplex eingeschalteten Torflagers ergab sich für diese Ablagerung mit hoher Wahrscheinlichkeit ein Günz/Mindel Interglaziales Alter. Den faunistischen Beweis für die Datierung dieser Bildungen erbrachte die bereits erwähnte Bearbeitung der Fauna von Randersacker durch RUTTE (1958).

Während somit ein Teil der Mosbacher und Randersackerer Ablagerungen eine gute Übereinstimmung zeigen, handelt es sich nach den neuen palynologischen Untersuchungen bei den Tonvorkommen in der Marktheidenfelder Ziegeleigrube und dem Schwanheimer Braunkohlenton offenbar nicht um altersmäßig äquivalente Bildungen.

Lassen sich auch die beiden warmzeitlichen humosen Einschaltungen stratigraphisch nicht unmittelbar miteinander vergleichen, so kann doch die Möglichkeit, daß höhere Teile des Schotterkörpers der Kelsterbacher Terrasse der altpleistozänen Talaufschüttung im Mittelmaingebiet entsprechen, nicht völlig ausgeschlossen werden. Für eine solche stratigraphische

Gleichstellung würden einmal die erhebliche Mächtigkeit und zum anderen die große flächenhafte Verbreitung der Kelsterbacher Schotter sprechen.

Genauere Aussagen über das Alter der verschiedenen fluviatilen Bildungen im Bereich des Untermaingebietes werden jedoch erst dann möglich sein, wenn es gelingt, aus den in verschiedenen Niveaus in den Schottern eingeschalteten Tonlagen mit Hilfe neuer Methoden (FRENZEL 1963) ausreichende Pollenmengen zu gewinnen, deren Spektren den jeweiligen Gesamtvegetationstyp erkennen lassen.

Nachdem damit ein gewisser Rahmen für die Datierungsmöglichkeiten der Kelsterbachschotter abgesteckt ist, erhebt sich nun die für uns sehr wesentliche Frage nach dem Zeitpunkt der Beendigung der fluviatilen Akkumulation und dem weiteren geologischen Geschehen innerhalb dieses Aufschüttungsraumes.

Man wird wohl WAGNER (1950, S. 191) im wesentlichen zustimmen dürfen, der eine tektonische Heraushebung dieses Terrassenkomplexes bereits im Präriß annahm, zumindest dort, wo sich eine morphologisch deutliche Terrasse herausbildete. Während des Rißglazials wurden dann die herausgehobenen östlichen Teile der Kelsterbacher Terrasse vermutlich zum Abtragsgebiet, worauf auch zahlreiche anschließend wieder mit Kelsterbachschottern aufgefüllte Erosionsrinnen an der Oberfläche dieser Ablagerungen deutlich hinweisen. Altpleistozäne Bodenbildungen sowie rißeiszeitliche äolische Ablagerungen konnten auf dieser Terrasse bisher nicht nachgewiesen werden.

2.2. Interglaziale Bodenreste

Erste Anzeichen einer weit verbreiteten intensiven Bodenbildung an der Oberfläche der Kelsterbachschotter finden sich heute vorwiegend noch in den Gebieten, wo mächtige würmeiszeitliche Flugsanddecken einen vollständigen späteren Abtrag dieser fossilen Bodenbildungen verhinderten. In größerer räumlicher Verbreitung waren diese krypturbat stark gestörten Bodenrelikte in den letzten Jahren in mehreren Kiesentnahmestellen für den Autobahnbau östlich Raunheim zeitweise gut erschlossen. In Form tiefer Taschen, Tropfen und Keulen wurden hier die Reste einer fossilen Bodenbildung in die Terrassensande intensiv eingewürgt. Die gelegentlich bis zu 2 m tiefen und 1,5 m breiten sackartigen Einstülpungen vermitteln einen deutlichen Eindruck von der ehemals wohl erheblichen Mächtigkeit der ungestörten Bodendecke.

Die Intensität der Krypturbationsvorgänge wird besonders an einzelnen, in den Schottern eingeschlossenen, isolierten Bodenresten erkennbar. Die meist rundlich geformten Bodenrelikte wurden offenbar durch eine vertikale Rotationsbewegung aus dem übrigen Bodenverband gerissen und förmlich in den Terrassenkörper eingedreht.

Die Füllung der Taschen besteht aus einem kräftig dunkelbraun bis schwach rötlichbraun gefärbten, lehmig-schluffigen, gelegentlich auch stärker tonigen Material, das sich von dem umgebenden Schotterkörper deutlich abhebt. In die vorwiegend dichte, nur wenig gegliederte, kohärente Bodenmasse sind Gerölle unterschiedlicher Größe und Anzahl eingestreut. Gelegentlich kann eine stärkere Anreicherung der sonst meist regellos verteilten Gerölle im Inneren einer solchen Tasche beobachtet werden.

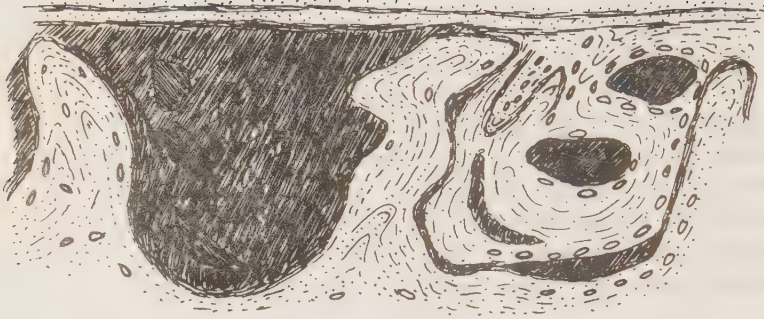


Abb.6: In Terrassenkiese eingewürgte Reste des Eem-Interglazialbodens

Im Schliffbild fällt die bemerkenswert dichte Kornpackung dieses Bodens auf. Stellenweise liegen grobe Körner in einer feinkörnigen Grundmasse eingebettet. Daneben kommen auch Partien gleichartiger Körnung von Grobsand und Schluff vor. Insgesamt ist der Bodenaufbau jedoch durch eine ungleichartige Packung gekennzeichnet. Die feinkörnige Zwischenmasse ist schwach braunerdeartig geflockt. Teilweise zeigen die gröberen Körner eine allerdings nur undeutliche Hüllenbildung.

Vergleichbare, jedoch meist weniger stark ausgeprägte Kryoturbationshorizonte konnten auch in den zahlreichen übrigen, im gesamten Arbeitsgebiet verstreuten Kiesgruben beobachtet werden. Häufig sind allerdings nur noch geringe Reste des Frostbodens erhalten. Aus ihren Vorkommen jeweils an der Oberfläche der Terrasse unter einer jüngeren äolisch beeinflussten Überlagerung darf geschlossen werden, daß es sich um zeitlich äquivalente Bildungen handelt.

Dünnschliffaufnahmen

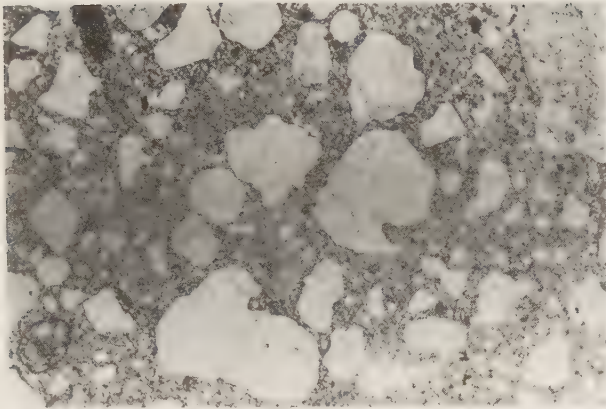


Abb. 7: Interglazialboden (Riß/Würm). Dichte Kornpackung des ungleichkörnigen Skelettanteils. In den Zwischenräumen der feinkörnigeren Partien geflockte Tonsubstanz. M 4C : 1 Aufn. Altem. 36/37

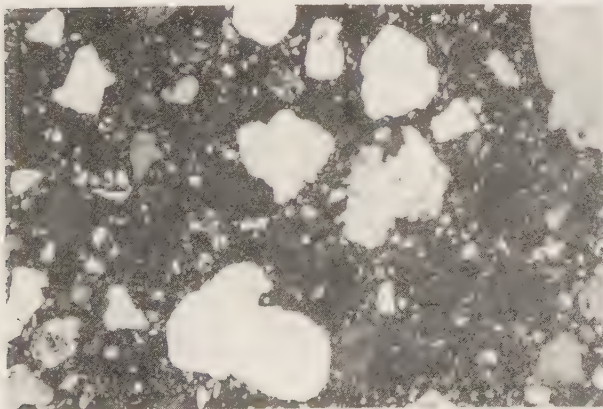


Abb. 8: Aufnahme wie Abb. 7 bei + N. Die "erdige" Feinsubstanz zeigt keine Doppelbrechung. M 4C : 1 Aufn. Altem. 38/39

Diese Verwitterungsdecken sind vermutlich während des letzten Interglazials (Eem) entstanden. Das dürfte einmal aus den besonderen Lagerungsverhältnissen hervorgehen, zum anderen würden bei einer älteren Einstufung dieser Böden die Anzeichen einer letztwarmzeitlichen Bodenbildung aber völlig fehlen. Es erscheint jedoch unwahrscheinlich, daß in einem Gebiet mit vorherrschender Flugsandakkumulation während des letzten Glazials diese jüngeren Bildungen restlos verschwunden sein sollen, während eine in ein älteres Interglazial zu stellende Verwitterungsdecke auf größeren Flächen erhalten blieb, zumal gerade für das Rißglazial auf der Kelsterbacher Terrasse mit stärkeren Abtragsvorgängen (s. o.) gerechnet werden muß.

2.3. Zusammenfassende Betrachtung

Wie aus den bisherigen Darlegungen hervorgeht, läßt sich auch in einem räumlich engbegrenzten und morphologisch wenig gegliederten Flußabschnitt eine Terrassengliederung durchführen.

Die fluviatilen Aufschüttungen der einzelnen Stufen des südlichen Untermaingebietes werden charakterisiert durch einen bestimmten petrographischen Aufbau sowie durch die an ihrer Oberfläche gebildeten, typologisch verschiedenen Böden. Dabei ergeben sich - wie bereits angedeutet - auch aus dem jeweiligen Aufbau des Bodenprofils bestimmte Hinweise auf die Bildungsperiode der verschiedenen Terrassenkörper.

Noch im Anfangsstadium befindet sich die Bodenentwicklung auf den Sedimenten des Hochflutbettes. Auf diesen, vorwiegend in junger historischer Zeit aufgeschütteten, noch bis zur Oberfläche kalkhaltigen Ablagerungen kam es bisher lediglich zur Ausbildung eines rendzinaartigen Auebodens (Borowina).

Die durch eine kleine Geländekante gegen das Hochflutbett abgesetzte, aus frischen, rötlichbraunen Sanden und gelegentlich kalkgeröllführenden Schottern aufgebaute UNT trägt stets eine bis zu 1,5 m mächtige Hochflutlehmdecke. Die deutliche Dreigliederung dieser feinkörnigen Ablagerungen beruht einmal auf primären Sedimentationsunterschieden, zum anderen auf zeitlich verschiedenen Bodenbildungsprozessen. Während nämlich der feinkörnige, braune, kalkhaltige (spätpleistozäne ?) Hochflutlehm in einer ersten, wahrscheinlich frühholozänen Bodenbildungsphase im oberen Teil zu einem kräftig rötlichbraunen, tonigen Lehm verwitterte, entstanden aus den später auf dieser Bodenoberfläche abgelagerten Sedimenten Braunerden geringer bis mittlerer Entwicklungstiefe.

Vermutlich bereits im Spätglazial wurde der kryoturbat gestörte Bänderhorizont auf der UNT, die frei von Hochflutablagerungen blieb, gebildet. Diese typologisch als Sandpara-

braunerde zu bezeichnende Bodenbildung steht in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit der überlagernden "rezenten" Braunerde. Der - vermutlich im Frühwürm aufgeschüttete - Terrassenkörper baut sich überwiegend aus rötlich gefärbten, wenig verwitterten, groben Kiesen und Schotterlagen auf.

Die ältesten Bodenreste im südlichen Maingebiet finden wir auf der Kelsterbacher Terrasse. An Stellen, wo die Oberfläche dieser Terrasse unter jungpleistozänen, äolischen Deckschichten begraben wurde, blieben in den Einstülpungen eines mächtigen Kryoturbationshorizontes die Relikte eines rötlichbraunen Interglazialbodens (Riß/Wurm) erhalten. In seinem Gefüge den heutigen Braunerden ähnlich, wird dieser Boden vor allem durch die für Interglazialböden typischen rötlichen Farbtöne gekennzeichnet.

Die in großer flächenhafter Verbreitung auftretenden, stark verwitterten Schotter und Sande der Kelsterbacher Terrasse bilden den Rahmen und Untergrund der jungpleistozänen Terrassenaufschüttungen. Auf Grund eingehender floristischer Untersuchungen einer in den Schottern eingeschalteten humosen Tonlage durch BAAS (1932) konnte der Beweis erbracht werden, daß sich am Aufbau dieser Terrasse Schotterkörper zeitlich verschiedener Akkumulationsphasen beteiligen. Da das Vegetationsbild dieses "Schwanheimer Braunkohlenflözes" dem von Tegelen vergleichbar ist, müssen die Schotter im Liegenden dieser autochthonen warmzeitlichen Bildung nach der neuen Pleistozängliederung ins älteste Pleistozän gestellt werden. Welche Altersstellung den hangenden, durch die unregelmäßige Einlagerung von Tonhorizonten mehrfach gegliederten, fluviatilen Ablagerungen zuzuweisen ist, muß derzeit noch offen bleiben. Es erscheint jedoch nicht ausgeschlossen, daß es sich bei diesen Ablagerungen teilweise noch um die Reste einer im Mittelmaintal nachgewiesenen Alt-Mittelpleistozänen "Talaufschüttung" (KÖRBER 1962) handelt.

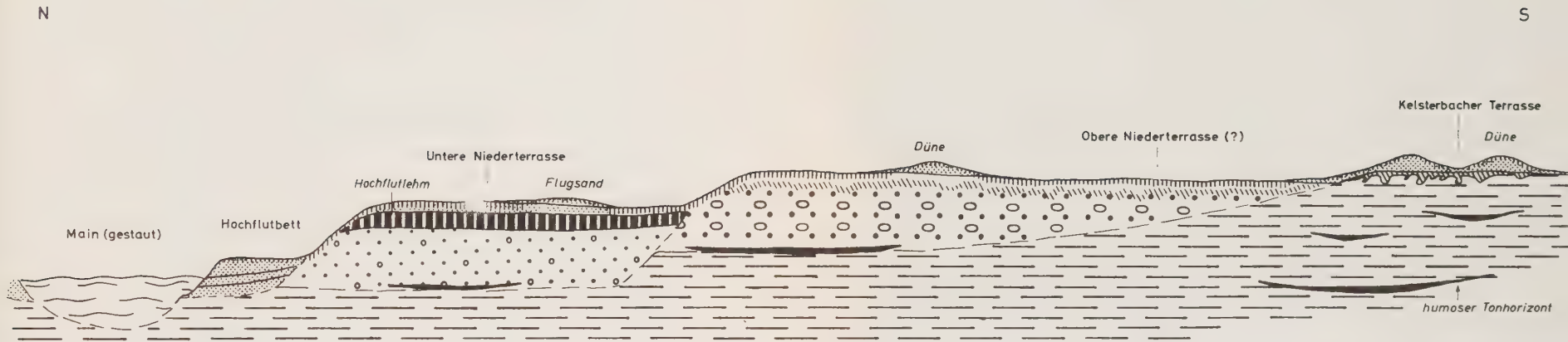


Abb. 9 : Schematische Darstellung des Terrassenaufbaus im südl. Maingebiet zwischen Kelsterbach und Raunheim (Nähere Erläuterung im Text)

2.4. Äolische Ablagerungen

2.4.1. Flugsande

Auf den weiten, der fluviatilen Aufschotterung entzogenen Terrassenflächen sowie in den schmalen Flußrandgebieten kam es während des letzten Glazials und noch bis ins frühe Postglazial zu ausgedehnten Flugsandverwehungen. Dabei wurden vorwiegend die älteren Aufschüttungen (Kelsterbacher Terrasse) nahezu lückenlos von äolischen Sedimenten überdeckt. Lediglich im Bereich der vom Sprendlinger Horst sich nach Westen zu verbreiternden jungen Bachauen ist eine vorwiegend inselartige Auflösung der geschlossenen Flugsandflächen durch Erosion und Überlagerung durch junge Hochflutlehme zu beobachten. Auch dort, wo der kiesige Untergrund auf größeren Flächen dicht an die Oberfläche tritt und demzufolge auf den geologischen Karten als Terrassenablagerung ausgeschieden wurde, läßt sich meist noch ein dünner, lückenhafter Flugsandschleier nachweisen.

An der Oberfläche der jüngeren fluviatilen Aufschüttungen (UNT, ONT) kam es nur dort zu nennenswerter äolischer Sedimentation, wo durch eine größere flächenhafte Ausdehnung dieser Terrassen günstige Voraussetzungen für eine Flugsandbildung gegeben waren. Solche jungen Flugsand- und Dünengebiete, die teilweise noch heute in Fortbildung begriffen sind, finden sich vor allem westlich Schwanheim (WALTER 1950) und östlich Rüsselsheim.

Der dem Flugsand genetisch verwandte Löss fehlt dagegen in diesem Gebiet vollkommen. Lössfrei blieb ebenfalls das morphologisch stärker hervor tretende Hügelland des Sprendlinger Horstes am Ostrand des Oberrheinthalgrabens. Auch die aus anderen Flußrandgebieten

ten bekanntgewordene charakteristische Abfolge Flugsand-Sandlöß-Löß (BREDDIN 1925; DEWERS 1934/35; MÜLLER 1955) ist in dem von uns untersuchten Teil der nördlichen oberrheinischen Tiefebene nicht zu beobachten. Da jedoch zusammen mit der Flugsandbildung zweifellos auch feinere Komponenten aus den Terrassenablagerungen ausgeweht wurden, wie die umgebenden Lößlandschaften hinlänglich beweisen, dürfte dieser Raum vermutlich als riesiges Lößauswehungsgebiet zu betrachten sein.

Der größte Teil des 200 - 300 km² umfassenden Überwehungsgebietes wird von flächenhaft ausgebreiteten, wenig gegliederten Flugsanddecken unterschiedlicher Mächtigkeit überzogen. An zahlreichen, völlig regellos verteilten Stellen wurden die Flugsande zu Dünen unterschiedlicher Höhe und Ausdehnung aufgeweht. Neben den über das gesamte Gebiet verstreuten Einzelvorkommen entstanden während der intensiven äolischen Sedimentation besonders am West-Nordwest-Rand der Aufschüttungsebene (Kelsterbacher Terrasse) auch größere geschlossene Dünenfelder. Sowohl in den Einzelvorkommen als auch in größerem Verband lassen die Dünen in der äußeren Gestalt sowie in der Anordnung zueinander meist jede Gesetzmäßigkeit vermissen. Das Vorherrschen eines bestimmten Formentyps, wie dies von POSER (1948, S. 273) in den meist durch eine Formengemeinschaft gekennzeichneten Dünenfeldern anderer Dünen- und Flußrandgebiete eindrucksvoll aufgezeigt wurde, läßt sich im Unteren Maingebiet nicht beobachten. Lediglich an einzelnen Stellen treten strichdünenartige, in ihrer Längserstreckung gleichsinnig sw-ne orientierte Formen etwas stärker hervor, ohne daß dadurch jedoch das Gesamtbild eines unruhigkuppigen Reliefs wesentlich verändert würde.

Das Ausgangsmaterial für die Mehrzahl der im folgenden zu besprechenden Bodenbildungen besteht in fast allen Fällen aus Flugsand. Es erscheint daher angebracht, diese äolischen Sedimente etwas eingehender zu behandeln.

Die aus den Mainterrassen ausgewehten Flugsande sind meist schwach gelblichbraun gefärbt, relativ grobkörnig und nur gelegentlich sehr schwach kalkhaltig. Während die flächenhaft ausgebreiteten Flugsande nur sehr selten eine schwache Schichtung zeigen, sind vornehmlich die größeren Dünen durch eine meist gut ausgeprägte Feinschichtung gekennzeichnet. Die am Aufbau dieser Flugsande beteiligten dünnen Schichtlagen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer jeweiligen Kornzusammensetzung meist sehr deutlich voneinander.

Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung in den ungeschichteten Flugsanden wurde an 10 Stellen des Untersuchungsgebietes aus 50 cm Tiefe jeweils eine Probe entnommen und mit Hilfe des Schallfix-Siebgerätes und der KÖHN'schen Pipette die Gewichtsanteile der einzelnen Fraktionen bestimmt.

Wie aus der beigelegten Tabelle zu ersehen ist, zeigen die Ergebnisse dieser Analysen eine gute Übereinstimmung. Das Maximum der Kornverteilung liegt bei allen untersuchten Proben stets zwischen 200 und 500 μ , übersteigt jedoch in keinem Falle 75 % der Gesamtmenge. Ein gelegentlich stärkeres Anwachsen des Grobsandanteils auf über 20 % kann als ebenso charakteristisch gelten wie der geringe Gesamtanteil der Fraktionen unter 0,1 mm, der nicht selten noch unter 2 % der Gesamtmenge liegt. Dieser geringe Schluffgehalt kann zumindest teilweise auf den meist niedrigen Feinkornanteil des Auswehungsmaterials zurückgeführt werden.

Die quantitative Auswertung der Analysenergebnisse erfolgte in der heute allgemein üblichen Weise mit Hilfe von Summenkurven. Berechnet wurden in vorliegendem Falle jedoch lediglich die für unsere Fragestellung wesentlichen Werte des "Mittleren Korndurchmessers" (Md - Median diameter) und der "Materialsortierung" (So-Wert).

Der Md-Wert wird dabei graphisch aus der Summenkurve bestimmt, indem der dem Schnittpunkt der 50 % Ordinate mit der Kurve entsprechende Korndurchmesser auf der Abszisse einfach abgelesen wird. In gleicher Weise ergeben sich auch die zur Berechnung der Sortierung erforderlichen Werte für die Schnittpunkte mit der 25 % (Q_1) und 75 % (Q_3) Ordinate. Den Wert für die Sortierung (So) erhält man aus der von TRASK (1932) aufgestellten und heute international gebräuchlichen Formel:

$$So = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$$

Nach TRASK entsprechen dann den verschiedenen So-Werten folgende Sortierungsgrade:

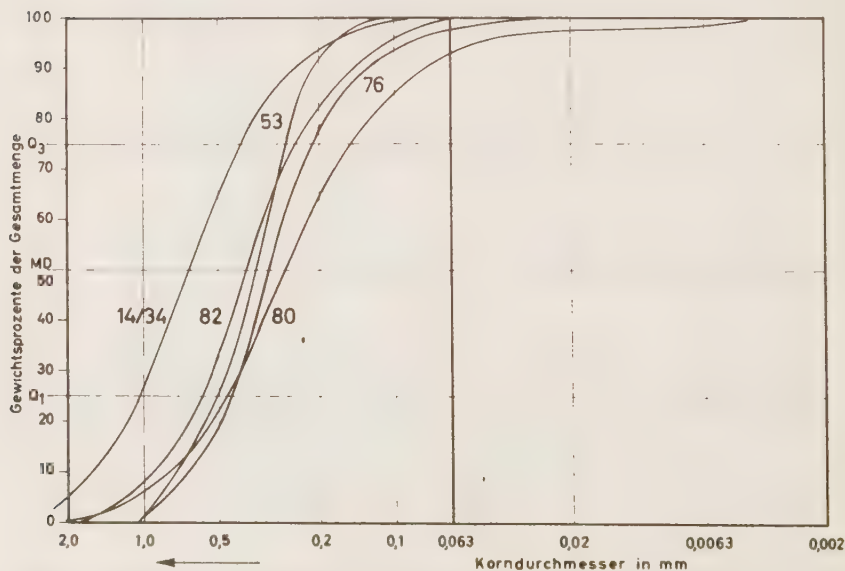
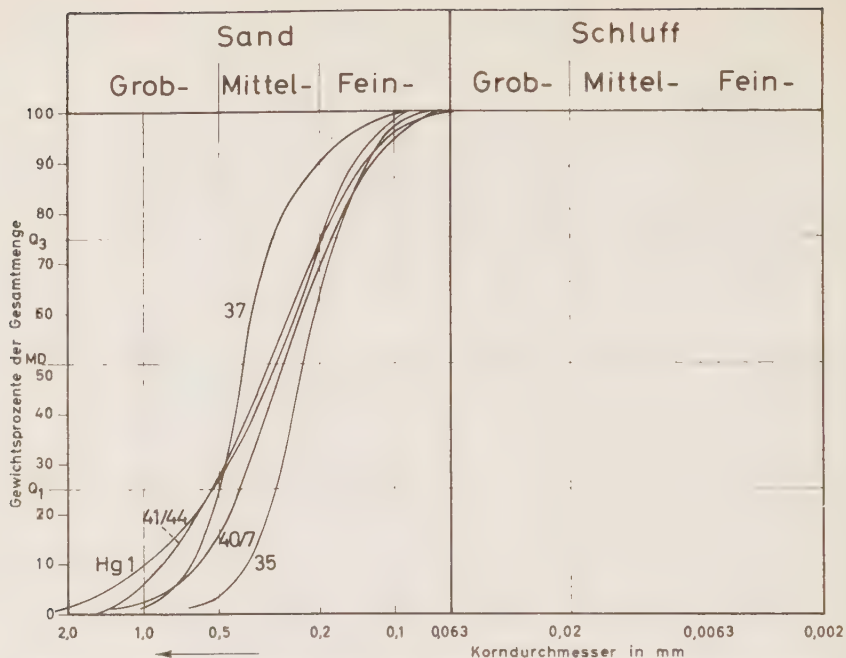
1,2	sehr gut sortiert
1,2 - 1,5	gut sortiert
1,5 - 2,5	mäßig sortiert
2,50	schlecht sortiert

Einem ideal sortierten Sediment käme demnach der Wert 1, allen schlechter sortierten Sedimenten höhere Werte zu.

SINDOWSKI (in BENTZ 1961, S. 173) fand nun bei seinen Untersuchungen der mechanischen Kornzusammensetzung an Binnendünen So-Werte zwischen 1,2 - 1,3, was allgemein einer guten Sortierung entsprechen würde. Die von uns errechneten So-Werte für die ungeschichteten

Tab. 4 : Korngrößenverteilung in ungeschichteten Mainflugsanden

Lokalität u. Proben - Nr.	> 2,0	2,0 - 10	10 - 0,5	0,5-0,2	Q2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,063	0,063 - 0,02	0,02 - 0,0063	0,0063 - 0,002	< 0,002	Md - Wert	So - Wert
1.) Flugsandrücken s. Russelsheim 14/34	4,5	23,2	35,9	29,9	6,02	0,38	-	-	-	-	-	650	1,6
2.) Am Autobahnknoten Mönchhof 53	-	1,2	25,0	65,3	7,9	0,3	-	-	-	-	-	350	1,47
3.) Bodeneinschlag n.w. Klärwerk Langen 76	-	1,5	17,1	58,8	17,4	4,7	3,1	1,1	-	0,5	-	310	1,27
4.) Helenenbrunnensneise w. Egelsbach 80	0,3	4,4	16,7	41,6	25,1	9,6	7,8	1,3	0,2	0,3	-	275	1,77
5.) Autobahnknoten Häßloch 82	0,1	7,3	27,3	50,6	12,7	1,8	-	-	-	-	-	390	1,54
6.) Heesberge ö. Reitplatz Erzhausen Hg 1	0,4	9,8	16,3	46,2	26,0	1,1	-	-	-	-	-	290	1,58
7.) Sandgrube w. Schwanheim 37	-	1,9	22,2	65,0	8,9	1,9	-	-	-	-	-	390	1,29
8.) Königstädter Forst 35	-	0,2	4,6	56,8	36,2	1,9	-	-	-	-	-	230	1,25
9.) ö. Hofgut Boyersleich 41/44	0,4	2,9	18,8	49,7	25,5	2,4	1,8	0,6	-	-	-	310	1,67
10.) n. Eppertshausen im Bertes 40/47	0,1	2,7	12,3	53,2	28,2	3,1	2,2	0,7	-	0,2	-	270	1,53



Mainflugsande liegen dagegen zwischen 1,25 - 1,75. Mehr als die Hälfte der untersuchten Proben zeigen demnach mit Werten über 1,5 eine nur mäßige Sortierung.

Diese gegenüber den von SINDOWSKI angegebenen Werten auffallende Abweichung könnte vielleicht darauf zurückgeführt werden, daß in den ungeschichteten Flugsanden nur eine geringe Entmischung während des Windtransportes erfolgte oder aber das geschichtete Material wurde durch Pflanzen- und Tiertätigkeit wieder entmischt.

Aus Gründen der besseren Übersicht soll bereits in diesem Abschnitt zur Petrographie der Flugsande auch auf die Kornverteilung in den Dünen näher eingegangen werden.

Wie bereits erwähnt, zeigen die Dünenkomplexe meist eine ausgezeichnete Feinschichtung. Durch vergleichende Profiluntersuchungen gelang es, die am Aufbau der Gesamtschichtenfolge beteiligten verschiedenartigen fein- und grobkörnigen Schichtlagen im wesentlichen in 6 jeweils durch eine bestimmte Kornzusammensetzung charakterisierte, auch visuell gut unterscheidbare Standardeinheiten aufzuteilen. Die einzelnen, durch mechanische Analysen in ihrer Kornverteilung quantitativ bestimmten Einheiten wurden entsprechend dem wachsenden Anteil der größeren Fraktionen mit den Zahlen 1 - 6 belegt. Dem grobkörnigsten Flugsand käme demnach der Wert 6 zu.

Einschränkend muß bei dieser Einteilung jedoch vermerkt werden, daß die rein äolische Sedimentation der Einheiten 1 und 2 nicht ganz geklärt werden konnte.

Zu teilweise überraschenden Ergebnissen führte die rechnerische Auswertung dieser Körnungsanalysen. So schwanken die Md-Werte innerhalb weiter Grenzen von 195 - 1290. Noch stärker streuen jedoch die So-Werte. Mit den ungeschichteten Flugsanden sowohl hinsichtlich ihrer Md-Werte als auch den So-Werten können lediglich die mittleren Standardeinheiten 3 und 4 verglichen werden. Die stärksten Abweichungen von dem für Flugsande charakteristischen Kurvenbild zeigen die Summenkurven Standard 1 und 2. Da die Genese dieser Schichten jedoch nicht endgültig geklärt ist, sei hier auf eine weitere Ausdeutung verzichtet.

Deutlich, wenn auch weniger ausgeprägt, unterscheidet sich aber auch der Kurvenverlauf der reinen Flugsandschichten voneinander. Vergleicht man nun die aus diesen Kurven errechneten So- und Md-Werte miteinander, so besteht offenbar zwischen beiden ein enger, möglicherweise gesetzmäßiger genetischer Zusammenhang: Mit der Erhöhung des Md-Wertes ist stets auch ein Ansteigen des So-Wertes verknüpft. Je grobkörniger demnach die Zusammensetzung einer Flugsandschicht ist, desto schlechter ist auch die Sortierung.

Diese geringe Entmischung bei der Sedimentation könnte vielleicht darauf beruhen, daß innerhalb kürzerer Zeitabschnitte wechselnde Stoßwinde herrschten. Die hohe Aufprallenergie dieser Winde wirbelte zunächst fein- und grobkörniges Material gleichermaßen auf. Durch das plötzliche Wiederabflauen des Windes verringerte sich auch die Transportenergie sprunghaft, so daß wenig entmischtes Material zur Ablagerung kam. Die weitere genetische Ausdeutung sowie vor allem auch die Beschreibung der Ablagerungsfolge der verschiedenenkörnigen Flugsandlagen in den Dünenprofilen soll dem folgenden stratigraphischen Teil vorbehalten bleiben.

Tab. 5 : Korngrößenverteilung in Flugsandeinzellagen (Dünensande)

Proben - Nr.	> 2,0mm	20 - 10	10 - 0,5	0,5 - 0,2	0,2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,063	0,063 - 0,02	0,02 - 0,0063	0,0063 - 0,002	< 0,002	Md - Wert	So - Wert
Standard 1 69 B	-	1,7	10,82	35,21	14,26	-	8,4	16,35	5,61	2,9	2,7	195	3,74
Standard 2 62 B	-	2,9	17,34	35,24	10,88	-	9,7	14,1	5,9	0,14	0,88	220	2,8
Standard 3 73 B	-	-	5,29	70,16	23,25	1,19	-	-	-	-	-	280	1,36
Standard 4 74 B	0,05	14,0	47,3	21,25	10,44	4,9	-	-	-	-	-	620	1,7
Standard 5 75 B	12,0	38,33	17,88	14,24	10,29	6,62	-	-	-	-	-	1050	1,9
Standard 6 76 B	22,4	38,5	8,73	13,29	11,6	5,0	-	-	-	-	-	1290	2,1
Basisflugsande Mönchhof 61 B	-	3,94	55,9	38,12	1,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-
Naßfleckenzone Mönchhof 71 B	0,5	1,8	10,4	54,6	23,5	-	4,4	2,5	1,2	-	-	-	-

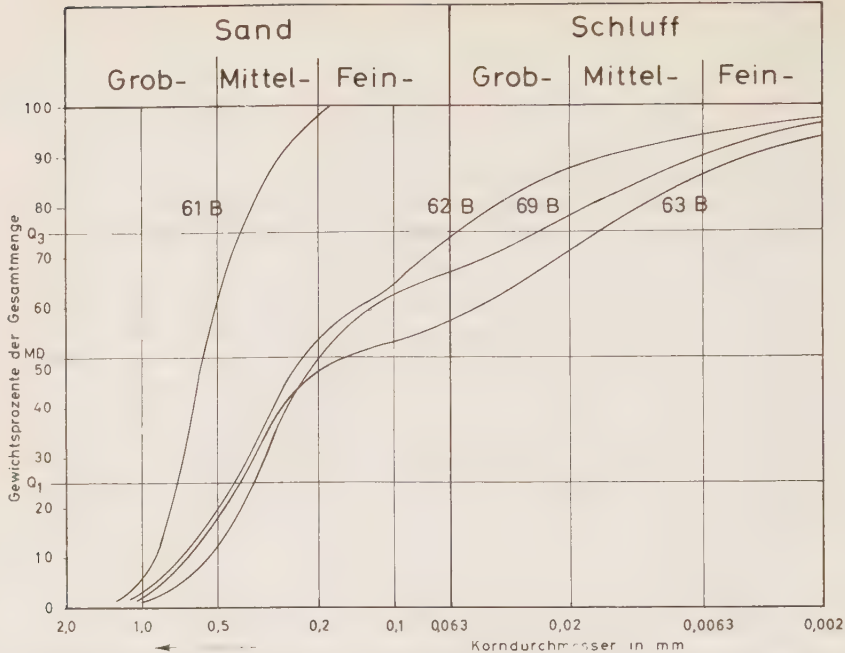


Abb.12 :Graphische Darstellung (Summenkurven) d. Korngrößenzusammensetzung einzelner Schichtlagen der basalen Wechselfolge (61 B Flugsand; 63 B Kryoturbationshorizont; 69 B Standard 1; 62 B Standard 2). Auswertung s. Tab. 5 u. Text.

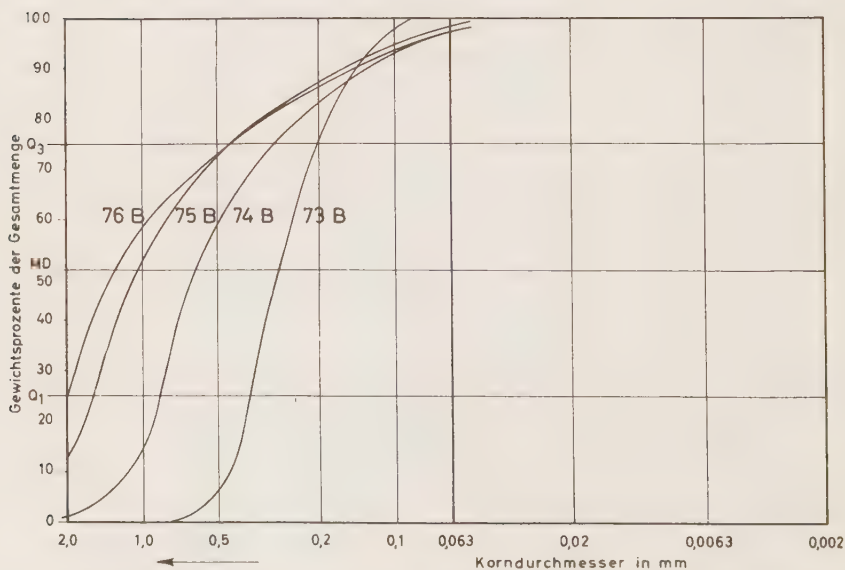


Abb.13 :Graphische Darstellung (Summenkurven) d. Korngrößenzusammensetzung von Flugsandeinzellagen (73 B Standard 3; 74 B Standard 4; 75 B Standard 5; 76 B Standard 6). Auswertung s. Tab. 5 u. Text.

Neben der charakteristischen Kornverteilung werden die Mainflugsande besonders durch ihre auffallende Kalkarmut gekennzeichnet. Merkbare Karbonatgehalte von 3 - 5 % sind lediglich in den schluffigen Basis-schichten der Dünensande festzustellen, während in den eigentlichen Dünensanden selten zu beobachtende, schwache osteokollartige Kalkabscheidungen um dünne Wurzeln eine meist nur sehr geringe Karbonatführung andeuten.

Diese Kalkarmut wird bedingt durch den fehlenden oder sehr geringen Kalkgehalt der Mainablagerungen und nicht, wie man vielleicht annehmen könnte, durch eine starke sekundäre Entkalkung der Flugsande.

Neben anderen petrographischen Unterschieden bildet gerade dieser meist fehlende Kalkgehalt ein sehr wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu den vorwiegend stark kalkhaltigen Rhein- und Neckarsedimenten.

Eine markante Grenzlinie zwischen den stark karbonathaltigen Rhein- und Neckarflugsanden und den überwiegend kalkfreien Eolischen Sedimenten des Maingebietes bildet ein auffallend langgestreckter schmaler Dünenzug, der sich über eine Entfernung von mehr als 10 km in ostwestlicher Richtung von Egelsbach bis Mönchbruch durchgehend verfolgen läßt. Dieser bis 8 m hohe Dünenrücken wird im tieferen Teil von graubraunen, kalkhaltigen, gut geschichteten Flugsanden aufgebaut, die etwa 1 - 2 m unter der Oberfläche von lockeren, kalkfreien, ungeschichteten Sanden überlagert werden. Westlich Mönchbruch teilt sich der geschlossene Dünenzug in mehrere Äste auf, die in einem größeren Dünengebiet, das sich bis südlich Königstädten vorschiebt, auslaufen. Die in diesem Raum nur schwer verfolgbare Grenzlinie zwischen kalkfreien und kalkhaltigen Flugsanden biegt hier

offensichtlich weiter nach Süden aus. Dünen mit nennenswertem Kalkgehalt konnten erst wieder in der Umgebung des Gasthofes Waldhaus an der B 26 beobachtet werden.

Schwierigkeiten bereitet im Gelände oft die Trennung von äolischen und fluviatilen Sanden, besonders dort, wo der Flugsand nur als dünner Schleier aufliegt. Unter dem Binokular lassen sich jedoch meist gewisse Unterschiede feststellen. Während so im Flußsand eckig-splittrige Kornformen vorherrschen ("scharfer" Sand), erscheinen die Flugsandkörner meist stärker gerundet und an der Oberfläche mattiert.

In diesem Zusammenhang sei noch kurz auf die bereits viel diskutierte Frage der vorherrschenden Windrichtung bei der Flugsandverwehung eingegangen.

Zur Bestimmung der einstigen Verwehungsrichtungen wurde bisher in unserem Gebiet hauptsächlich die Änderung der Kornzusammensetzung über größere Entfernungen hin untersucht. - Aus der äußeren Gestalt und Anordnung der Dünen können im Maingebiet, wie bereits eingangs dargelegt wurde, keine Rückschlüsse auf die Windrichtung gezogen werden. -

So stellte CHELIUS (1891, S. 15/16) auf Grund einiger Siebanalysen eine deutliche Korngrößenabnahme von Norden nach Süden fest und forderte als Ursache für diese Erscheinung eine "Windwirkung" aus nördlichen Richtungen. Dieser Darstellung können wir uns heute jedoch nicht mehr anschließen, da die von CHELIUS erwähnten feinkörnigen Flugsande bei Arheilgen offensichtlich ganz lokal aus unterlagernden fluviatilen Sedimenten ausgeweht und nicht als windsortiertes Produkt aus einem weiter nördlich gelegenen Gebiet antransportiert wurden.

Dagegen dürfte, wie an einem Beispiel gezeigt werden soll, die Kornverteilung einzelner Flugsandschichten in Dünen, die sich über eine Entfernung von 10 - 20 m gut verfolgen lassen, zuverlässigere Ergebnisse liefern. Im vorliegenden Fall wurde dazu in einem Aufschluß am Autobahnknoten Mönchhof (Bl. Hochheim 5916; R 3463 580 : H 5543 450) einer auffallend grobkörnigen Flugsandschicht an zwei etwa 15 m in West-Ost-Richtung auseinanderliegenden Stellen je eine Probe entnommen. Die Siebanalyse brachte folgende Ergebnisse:

Tab.6

Proben-Nr.	>2,0mm	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	<0,1
67 B westl.	22,8	33,4	20,3	19,0	4,1	0,4
67 B östl.	2,2	18,2	34,9	38,8	5,5	0,3

Wie die Analysenergebnisse deutlich zeigen, ergibt sich aus der unterschiedlichen Kornverteilung dieser Proben eine auffallende Abnahme der Korngröße von West nach Ost. Zu durchaus vergleichbaren Ergebnissen führte auch die Untersuchung in einem weiteren Aufschluß.

Zusammen mit dem vorwiegend flachen Einfallen der Flugsandschichten in den Dünen nach Osten können wir daher aus der auffallenden Korngrößenabnahme von West nach Ost innerhalb überschaubarer Bereiche ganz allgemein auf Winde aus vorwiegend westlichen Richtungen schließen.

KLUTE (1949, S. 122) konnte durch die Einmessung von Schichtflächen in Dünen an der Autobahn Frankfurt-Darmstadt eine Änderung der Windrichtung von Nordwest bei Beginn der Dünenbildung, über West nach Südwest in späteren Phasen der Flugsandaufwehung feststellen.

2.4.2. Dünen und ihr Aufbau

2.4.2.1. Allgemeines

Wie bereits eingangs aufgezeigt, wurden an zahlreichen Stellen die Flugsande zu morphologisch unterschiedlich gestalteten Dünen aufgeweht. Während die Einzeldünen meist nur als mehr oder weniger flache Bodenwellen ausgebildet sind, kam es in den Dünenfeldern zur Aufhäufung riesiger Sandmassen von nicht selten 8 - 10 m Höhe.

Mehrere dieser ausgedehnten Dünenfelder erstrecken sich vor allem am Westrand der alten Aufschüttungsebene zwischen Königstädten und Kelsterbach östlich eines heute vermoorten Mainaltlaufs. Wegen ihrer geringen Eignung zur landwirtschaftlichen Nutzung tragen diese Gebiete auch heute noch ausgedehnte Kiefernwälder. Aufschlüsse blieben in diesen Waldgebieten bisher selten, zumal sich der Dünen sand nur wenig zu Bauzwecken eignet.

Erst mit dem Bau der Autobahneckverbindung Mönchhof-Darmstadt 1962/1963 entstanden in den betreffenden Gebieten größere Aufschlüsse, die einen ersten Einblick in den inneren Aufbau dieser Dünen ermöglichten.

Als geeigneter Ansatzpunkt für eingehendere feinstratigraphische Untersuchungen erwies sich schließlich das Dünengebiet östlich Raunheim. Hier, wie auch in anderen Gebieten, das sei der besseren Übersicht wegen vorweggenommen, zeigt der Schichtaufbau der Dünen allgemein eine Großgliederung in drei in sich weiter untergliederte Flugsandkomplexe:

- 1) Basisschichtfolge
- 2) Bänderflugsande
- 3) Deckschichtenfolge

2.4.2.2. Die Basisschichten

Basale Wechselfolge
Die an der Basis der Dünen entwickelte Schichtfolge ist stets gekennzeichnet durch eine unregelmäßige Wechsellagerung sandiger mit lehmig-schluffigen Lagen. Dieser Basis-komplex überlagert meist mit scharfer ebener Grenze den an der Oberfläche der Kelsterbacher Terrasse entwickelten Kryoturbationshorizont, gelegentlich aber auch jüngere, vermutlich der ONT (?) angehörende, fluviatile Ablagerungen. Für die stratigraphische Einstufung der hangenden Schichtfolge, das sei besonders hervorgehoben, erlangen gerade die letztgenannten Lagerungsverhältnisse eine wesentliche Bedeutung.

Die Untergliederung der auffallend streifigen, basalen Schichtfolge bereitet infolge des dauernden kleinräumigen Fazieswechsels meist erhebliche Schwierigkeiten. Den klarsten Aufbau dieser typischen Übergangszone zu den eigentlichen Dünensanden zeigt ein Aufschluß am Autobahnknoten Mönchhof.

Das im folgenden beschriebene Einzelprofil wurde an der Westseite des Aufschlusses an einer Stelle aufgenommen, wo die basale Schichtfolge ihre mächtigste Entwicklung erkennen läßt.

- 1) 0 - 30 (30 cm) dunkelbrauner unten bräunlichgrau gefleckter Sand bis anlehmiger Sand, schwach kohärentes Gefüge, Bleichfleckenhorizont
- 2) 30 - 90 (60 cm) gelblichbrauner Sand, un- deutlich geschichtet, locker mit vereinzelt Ton- anreicherungsbindern
- 3) 90 - 112 (22 cm) gelblichbrauner 10 YR 5/4, lehmiger Sand, weich, schmierig, im unteren Teil Anreicherung von Kalkkon- kretionen, Schicht zum Teil kryoturbat gestört
- 4) 112-155 (43 cm) gelblichbrauner, teilweise geschichteter Sand (Flug- sand), Andeutung von Ton- anreicherungsbindern
- 5) 155-163 (8 cm) fahlgraubrauner, lehmiger Sand, schwach kalkhaltig, wenig aggregiert
- 6) 163-173 (10 cm) gelbbrauner, lockerer Sand, Einzelkorngefüge
- 7) 173-178 (5 cm) bläulichgrauer, lehmiger Sand, schwach kalkhaltig, kleinpolyedrisches Gefüge
- 8) 178-228 (50 cm) gelblichbrauner Sand, unge- schichtet, locker mit 5 - 6 eins - zwei cm starken, lehmigen Sandbindern
- 9) 228 + Terrassenoberfläche mit Interglazialboden, kryo- turbat gestört

Die sandig-schluffigen, meist stärker gewell- ten Streifen dieser Wechselfolge unterscheiden sich von den mächtigeren Sandlagen im allge- meinen sehr deutlich in ihrer jeweiligen Korn- verteilung. Während das sandige Material, wie verschiedene Körnungsanalysen (61 B, 70 B) er- gaben, eine typische Flugsandkörnung mit wen- ger als 5 % Feinanteil und So-Werten zwischen

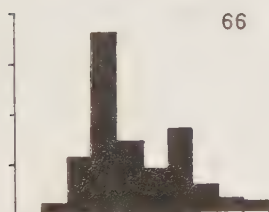
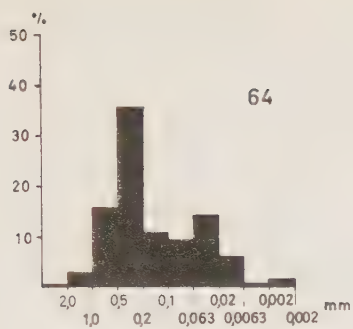


Abb.14: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung
in schluffig-sandigen Schichten der basalen
Wechselfolge

1,2 - 1,3 aufweist, lassen die schluffigen Bänder, deren Kalkgehalt gelegentlich zwischen 0,2 und 1,5 % schwankt, eine deutliche Lößbeimengung erkennen. In den Histogrammen kommt dieser Anstieg der Schluffkomponente in einer charakteristischen Doppelung der Korngrößenmaxima zwischen 20 - 50 und 200 - 500 μ sehr klar zum Ausdruck. Mit So-Werten, die zwischen 2,8 - 3,7 streuen, ist dieses Bändermaterial als ausgesprochen schlecht sortiert zu bezeichnen.

Eine ähnliche Korngrößenverteilung mit entsprechend hohen So-Werten konnte inzwischen auch in geringmächtigen Solifluktiionsdecken schwach geneigter Hänge in den Hessischen Mittelgebirgen mehrfach nachgewiesen werden.⁺) Wenn sich auch aus einer gewissen Übereinstimmung der mechanischen Zusammensetzung noch keine vergleichbare Genese dieser Bildungen ableiten läßt, so dürfte doch mit der häufig beobachteten bläulichgrauen Verfärbung und der Ausbildung schwacher Fließstrukturen - besonders im unteren Teil der Wechselfolge - deutliche Hinweise auf verhältnismäßig feuchte Entstehungsbedingungen der schluffigen Lagen gegeben sein. Es erscheint sogar nicht ausgeschlossen, daß gelegentlich auch fließendes Wasser bei der Sedimentation dieser Lagen eine gewisse Rolle spielte, worauf besonders die Ähnlichkeit mit rezenten Hochflutlehmab-sätzen hindeutet. Wir möchten daher annehmen, daß die Bildung dieser Basisschichten vorwiegend unter kühlfeuchten Klimabedingungen er-

⁺) Freundliche mündliche Mitteilung von
Herrn Dr. Semmel, Wiesbaden

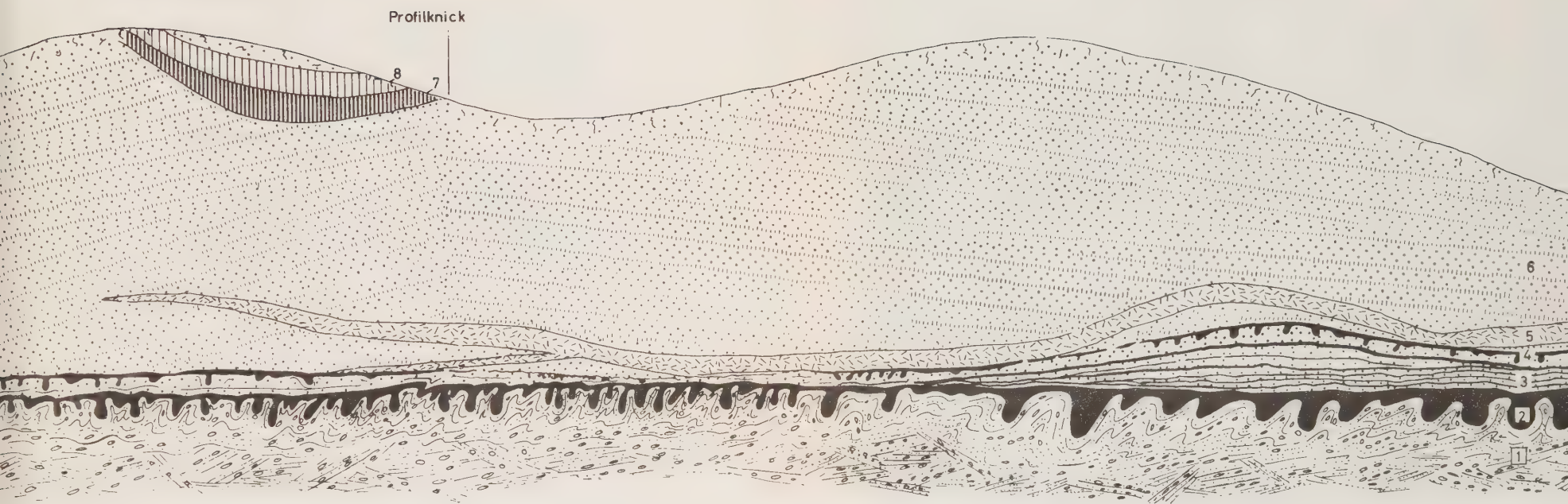
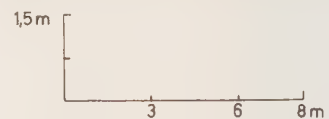


Abb.15 Profilentwicklung in einer Düne am Autobahnknoten Mönchhof. 1 Kelsterbacher Terr. 2 Eem-Boden; 3 Basale Wechselfolge; 4 Grenzhorizont; 5 Naßfleckenhorizont; 6 Bänderflugsande, 7 Gelbbbr. Tuffboden; 8 Foss. Braunerde



folgte. Wie aus dem Schichtaufbau hervorgeht, überlagerten sich während dieses Zeitabschnittes äolische und aquatische Vorgänge noch in mannigfaltiger Weise.

Andererseits sollen aber nach ROHDENBURG (1962, S. 41/42) das auch im Aufschluß Mönchshof zu beobachtende längere Aushalten und die kleinräumige Wellung der Bänder eine äolische Sedimentation beweisen.

Im oberen Teil der Abfolge werden die schluffigen Lagen seltener. Mit dem Übergang zu reinem Flugsand deutet sich in diesem Niveau bereits ein gewisser Sedimentationsumschwung an.

G r e n z h o r i z o n t . Den Abschluß der basalen Wechselfolge bildet ein kryoturbat stark gestörter 20 - 25 cm mächtiger, stellenweise noch kalkhaltiger, blaßbrauner Horizont, der eine ähnliche Kornverteilung besitzt (63 B) wie die schluffigen Bänder.

An Stellen, wo dieser lehmig-schluffige Horizont in der horizontalen Verbreitung von sandigeren Schichtlagen vertreten wird, kam es zur Ausbildung einer kryoturbat wenig gestörten Bleichfleckenzone mit teilweise mehrere cm starken Tonanreicherungsbändern.

Das Maximum in der Schluffraktion ist in diesem Horizont jedoch noch stärker ausgeprägt als in den Bändern. Außerdem fällt die außerordentlich schlechte Sortierung ($So = 5,15$) dieses Materials auf, was allerdings teilweise auch auf die starke kryoturbate Durchmischung zurückzuführen sein dürfte.

Damit erhebt sich die Frage nach der Entstehung dieses auffälligen Horizontes. Eine echte Bodenbildung dürfte sich in diesem Horizont nur schwer nachweisen lassen. Allenfalls könnten die schwache Grau- und Rostfleckung, der geringe Humusgehalt sowie eine stärkere Kalkverlagerung als die Anzeichen einer allerdings nur schwachen Verwitterungsbildung gedeutet werden. Wie die chemische Untersuchung ergab, ist der Sorptionskomplex bei geringen Sk-Werten noch weitgehend mit Ca-Ionen abgesättigt.

Aber ganz unabhängig davon, ob es sich um eine echte Bodenbildung handelt oder aber nur um eine weitgehend unveränderte Sedimentlage, kommt diesem Horizont doch insofern eine gewisse stratigraphische Bedeutung zu, als er die Grenze zur reinen Flugsandabfolge deutlich markiert. Bedingt wurde dieser im Hangenden des Kryoturbationshorizontes zu beobachtende ausgeprägte Sedimentationsumschwung wohl in erster Linie durch den Übergang von kühlfeuchten zu mehr kalt-ariden Klimaverhältnissen.

I n t e r s t a d i a l e r F l e c k e n -
b o d e n . Obwohl mit dem Schlufflehmhorizont die basale Schichtfolge scharf abgeschlossen wird, soll die nur im Aufschluß Mönchhof deutlich ausgebildete Zwischenzone zu den eigentlichen Bänderflugsanden mit dem Basisschichtenkomplex zusammengefaßt werden. Über dem Grenzhorizont folgen in unserem Profil geringmächtige, meist feingeschichtete, nur gelegentlich von dünnen Tonanreicherungs-bändern durchzogene Flugsandlagen, die nach oben von einer etwa 30 - 50 cm mächtigen

Bleichfleckenzonen abgeschlossen werden. Die hellen, unregelmäßig verteilten Bleichflecken dieses Horizontes werden vorwiegend von dunkelgraubraunen, etwas bindigeren gezackten Randzonen umsäumt, wodurch der Gesamteindruck einer als Pantherung zu bezeichnenden Fleckung entsteht.

In der Korngrößenzusammensetzung unterscheidet sich das ungeschichtete Material des Fleckenhorizontes (71 B) nur unwesentlich von dem über- und unterlagernden, unverwitterten Flugsand. Durch die auffallende Fäلتung sekundär in dieser Zone entstandener Tonbänder wird die starke Störung der ursprünglichen Feinschichtung deutlich hervorgehoben.

Obwohl die Bleichfleckenzonen nur in wenigen Aufschlüssen und auch dort meist nur stellenweise zu beobachten ist, dürfte es sich bei diesem Horizont doch um eine echte, allerdings nur schwach ausgeprägte Bodenbildung handeln. Wie der geringe Verwitterungsgrad deutlich anzeigt, entstand dieser Boden vermutlich unter dem Einfluß einer kurzdauernden Wärmeschwankung während einer längeren kalt-ariden Klimaphase. Das heute nur noch sehr lückenhafte Vorkommen läßt sich wohl damit erklären, daß einmal der Flugsand im Gegensatz zum Löß als schlechter Zeichner zu bewerten ist, zum anderen infolge der leichten Beweglichkeit des Flugsandes meist nur ungünstige Erhaltungsbedingungen gegeben waren.

Die genetisch schwer deutbare Fleckenbildung beruht möglicherweise auf einer intensiven

Wurzelbleichung, wie wir sie häufig auch um rezente Wurzeln beobachten können. Aus der geringen Mächtigkeit und der scharfen Begrenzung dieser Bleichfleckenzone könnte man vielleicht mit Vorsicht auf das Vorhandensein einer spärlichen, niederen Vegetation mit einheitlicher Durchwurzelungstiefe schließen.

2.4.2.3. Die regionale Entwicklung der Basisschichtfolge

Die zeitweise günstigen Aufschlußverhältnisse ermöglichten einen guten Überblick über die regionale Entwicklung dieser Basisschichtfolge. Zum Abschluß sei daher durch die Gegenüberstellung von 4 Säulenprofilen ein allgemeiner Überblick über den regionalen Aufbau der Basisschichtfolge gegeben.

Gegliedert wurden diese Schichtkomplexe ausschließlich nach petrographischen Gesichtspunkten, und zwar auf der Grundlage der durch eine bestimmte Kornverteilung charakterisierten 6 Standardeinheiten. Aus Gründen der besseren Darstellung wurden dabei die Gruppen 3 und 4 zu einer Einheit zusammengefaßt.

Vergleicht man den jeweiligen Schichtaufbau dieser Säulenprofilen miteinander, so zeigt sich zwar in der Großgliederung eine teilweise gute Übereinstimmung, im Feinaufbau bestehen jedoch meist bemerkenswerte Unterschiede.

So ist die Schichtfolge des Profils Rüsselsheim vor allem durch einen häufigen Korngrößenwechsel gekennzeichnet. In der mehrfach wiederholten, auch in höheren hier nicht dargestellten Profilabschnitten zu beobachten-

den auffälligen Kornverfeinerung von der Basis gegen das Hangende hin zeichnet sich zumindest an dieser Lokalität ein gewisser rhythmischer Sedimentationsablauf deutlich ab. Der Grenzhorizont zeigt gegenüber dem Standardprofil Mönchhof eine stärkere Auflösung in gut geschichtete Einzellagen, deren geradlinig gestreckte Ausbildung möglicherweise auf eine fluviatile Entstehung hindeutet. Der Fleckenboden ist hier durch einen ausgeprägten, sehr feinkörnigen Karbonatanreicherungshorizont vertreten.

Die auffälligste Abweichung vom Normalprofil aber zeigt die Schichtsäule des Profils Haßloch. Während in den übrigen Profilen über der basalen Wechselfolge stets ein deutlicher Sedimentationsumschwung zu beobachten ist, konnte sich in diesem Bereich offensichtlich unter gleichbleibenden Bedingungen die wechselnde Ablagerung grobsandiger und feinsandig-schluffiger Schichtlagen bis zum Fleckenboden ungestört fortsetzen. Da der lehmige Grenzhorizont jedoch nur undeutlich ausgebildet ist, wäre es allerdings auch denkbar, daß in diesem Profil bei einer mächtigeren Entwicklung der basalen Wechselfolge der Fleckenboden stratigraphisch dem Grenzhorizont entspricht.

Im Gesamtbereich der Mainflugsande zeigt somit der Basisschichtkomplex eine regional zwar gelegentlich stärker modifizierte, in der Gesamtentwicklung jedoch weitgehend übereinstimmende Ausbildung.

2.4.2.4. Bänderflugsande

Über dem durch einen kleinräumigen Fazieswechsel gekennzeichneten, nach oben meist durch den Fleckenboden begrenzten Basis-komplex baut sich eine zuweilen 6 - 8 m mächtige, reine Flugsandabfolge auf.

Bei der Aufwehung dieser gewaltigen Flugsandmassen kam es zu den für äolische Sandablagerungen bezeichnenden, verschiedenartigen Formen der Dünenbildung. In den größeren Dünenfeldern führte diese besondere Art der Sedimentation zur Ausbildung eines meist stärker gegliederten hügeligen Reliefs, das häufig den Eindruck eines lebhaft kuppigen Dünenge-woges vermittelt.

Die meist mehrere Meter mächtigen Dünensandkomplexe werden stets gekennzeichnet durch eine weitgespannte Parallelschichtung verschiedenkörniger Flugsandlagen. In zahlreichen Dünen kann man ein schwaches Einfallen der einige mm bis mehrere cm starken fein- und grobkörnigen Flugsandschichten in vorwiegend östliche Richtungen beobachten.

Die Korngrößenverteilung der einzelnen Lagen entspricht den bereits durch Körnungsanalysen bestimmten Standardeinheiten 2 - 4 (s.S.51), umfaßt also vorwiegend den Mittel- bis Grobsandbereich. Auffallend grobkörnige Schichten (5 - 6) treten vorwiegend an der Basis der Bänderflugsandfolge häufiger auf. Gelegentlich können sich sogar dünne Kiesschnürchen ($\emptyset$ bis 15 mm) einschalten, wie dies vor allem im Aufschluß Haßloch an mehreren Stellen

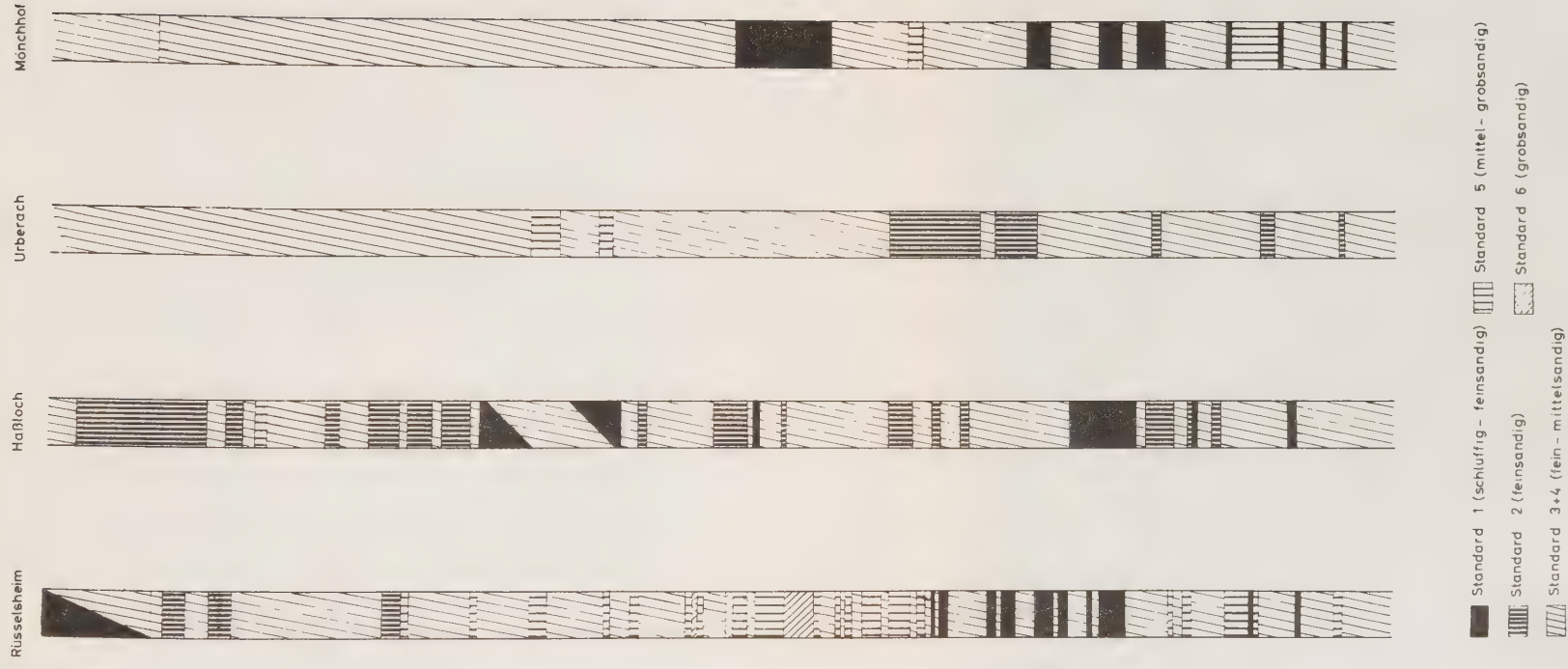


Abb.16 : Schichtaufbau im basalen Teil der Dünen
des Maingebietes und des Spremlinger
Horstes. M 1:10

dicht über dem Fleckenboden deutlich zu beobachten war.

Aus dem petrographischen Aufbau dieser durch ständige Wechsellagerung fein- und grobkörniger Flugsandschichten charakterisierten Vertikalprofile der Dünensande läßt sich jedoch im allgemeinen eine klare Gesetzmäßigkeit im Sedimentationsablauf nicht erkennen.

Lediglich in den Aufschlüssen Rüsselsheim und nördlich Nauheim deutet sich, wie bereits erwähnt, durch eine wiederholte, jeweils im Abstand von 1,5 - 3 m zu beobachtende auffallende Korngrößenabnahme von der Basis gegen das Hangende hin ein gewisser rhythmischer Sedimentationsablauf an.

An dieser Stelle scheint es angebracht, einmal etwas näher auf die grundsätzlichen Fragen der Dünenbildung einzugehen. DEWERS (1934/1935, S. 336) und nach ihm MAAS (1950, S. 38) nahmen an, daß die Bildung spätglazialer Dünen, entsprechend der rezenten Dünenbildung an der Küste, an das Vorhandensein einer zumindest spärlichen Grasvegetation gebunden sei. Die feinen Gräser sollen dabei vor allem als dünenbildende Sandfänger gewirkt haben. Wie jedoch die noch ständig in Fortbildung begriffenen vegetationslosen Dünengebiete unserer heutigen Wüsten hinreichend beweisen dürften, setzt die Entstehung von Dünen nicht in jedem Falle und an jedem Ort eine Vegetation voraus. Gleiches, nämlich das Fehlen einer nennenswerten Vegetation während der Dünenbildung, möchten wir auch für die von uns untersuchten Gebiete annehmen. Diese Vermutung stützt sich vor allem auf die Tat-

sache, daß die Schichtfolgen der Dünen eine ausgeprägte, meist völlig ungestört erhaltene Feinschichtung zeigen, einen Sedimentaufbau mithin, der deutlich gegen eine Mitwirkung von Grasvegetation bei der Dünenbildung spricht.

Neben der in allen mächtigeren Flugsandprofilen entwickelten Feinschichtung werden die Dünensande des Mainingbietes weiterhin charakterisiert durch eine vorwiegend an die Schichtung gebundene rotbraune Bänderung. Vertikale Verbindungen zwischen den meist parallel laufenden Bändern sind nur selten zu beobachten. In ungeschichteten Flugsanden werden die sonst maximal 2 - 3 cm dicken Bänder 5 - 8 cm stark und sind dann meist gefältelt sowie gelegentlich untereinander durch Übergänge verbunden.

Auf Grund zahlreicher Korngrößenanalysen (S.135) konnte nachgewiesen werden, daß diese auffallende Bänderung im wesentlichen auf einer erheblichen Anreicherung schluffig-toniger Substanz in einzelnen Flugsandlagen beruht. Beträgt der Gesamtanteil der Fraktionen $\leq 0,1$ mm in den bänderfreien Flugsanden selten mehr als 3 %, so steigt die Schluff-Ton-Komponente in den Bänderlagen auf 15 - 25 % (davon 6 - 12 % Tonanteil) stark an.

Die Bildung dieser Bänder setzt stets ein völlig kalkfreies Substrat voraus. Schon bei geringen Kalkgehalten, wie sie besonders in tieferen Lagen der Mainsande gelegentlich noch auftreten, setzt daher die Bänderung oft unvermittelt aus. Nicht selten beobachtet man sogar inmitten gebänderter Flugsande einzelne rundliche Partien mit einem Durchmesser bis zu 1,5 m, die als Folge eines noch geringen

nachweisbaren Kalkgehaltes völlig bänderfrei blieben. Die Bänder stoßen in diesem Falle an der gebogenen Grenzzone zwischen bänderfreien und gebänderten Flugsanden scharf ab, ohne daß es dabei - wie man zunächst vermuten könnte - an der Grenzfläche zu einer bänderartigen Anreicherung toniger Substanz kam.

Auf eine weitere Erörterung dieser in engem Zusammenhang mit den vielfältigen Problemen der Genese der Bänderbildung stehenden Teilfrage soll zunächst verzichtet werden. Eine zusammenfassende Darstellung zu den Fragen der genetischen Deutung der Bänderung und deren altersmäßigen Einstufung wollen wir im Anschluß an die Besprechung der übrigen Flugsandgebiete geben.

Die mächtige Schichtenfolge der Bänderflugsande zeigt in fast allen Aufschlüssen des Maingebietes den gleichen einförmigen Aufbau aus vorwiegend gebänderten, feingeschichteten Flugsandlagen. Daraus kann gefolgert werden, daß bei der Dünenbildung, vermutlich unter dem Einfluß einer länger dauernden kalt-ariden Klimaphase, weitgehend einheitliche Sedimentationsbedingungen innerhalb eines größeren Raumes geherrscht haben müssen.

In größeren Dünenaufschlüssen, wo die Bänderflugsande von jüngeren Deckschichten meist diskordant überlagert werden, schaltet sich stellenweise zwischen beide Schichtkomplexe eine durchschnittlich 20 - 50 cm mächtige, meist stärker gebleichte Zone ein. Dieser Bleichhorizont greift nicht selten in Form von unregelmäßig begrenzten, zum Teil stark zerlappten Taschen und Zapfen in die unter-

lagernde Schichtfolge ein. An den gezackten Rändern ist die Wiederauflösung bereits gebildeter Bänder deutlich zu erkennen. Auch an Stellen, wo die Bänderflugsande infolge späterer Deflationsvorgänge die heutige Dünenoberfläche bilden, kommt es zu einer beginnenden Wiederauflösung der Bänder.

Untersucht man Streupräparate aus dieser Bleichzone unter dem Binokular, so zeigen die Kornoberflächen meist eine mehr oder weniger vollständige Bleichung. Nur in Ecken und Kornwinkeln haften noch geringe Reste einer ehemals geschlossenen Ton- und Eisenoxydhydratumhüllung.

Das Vorkommen dieser Ausbleichungszone unter einer teilweise mächtigen jüngeren Überdeckung beweist deutlich ihre bereits fossile Entstehung. Allerdings, das bleibt unbestritten, dürfte sie an Stellen stärkerer Durchfeuchtung auch unter den gegenwärtigen Bedingungen noch weitergebildet werden.

2.4.2.5. Die Deckschichten

Der gleichförmig aufgebaute Komplex der Bänderflugsande wird überlagert von einer mehrfach gegliederten Schichtenfolge jüngerer Flugsande. Diese Deckschichtenfolge gewinnt durch die Einlagerung einer datierbaren Bims-Tuffschicht und die Ausbildung einer mächtigen fossilen Verwitterungsdecke eine besondere stratigraphische Bedeutung für die Gesamtgliederung der Dünensande.

Einen guten Einblick in den Schichtenaufbau dieses jüngsten Flugsandkomplexes bot eine

zeitweilig gut erschlossene Sandgrube am Schützenhaus von Raunheim (Bl. Hochheim 5916; R 3462 320 : H 5541 680). Hier konnte im April 1962 folgendes Profil aufgenommen werden:

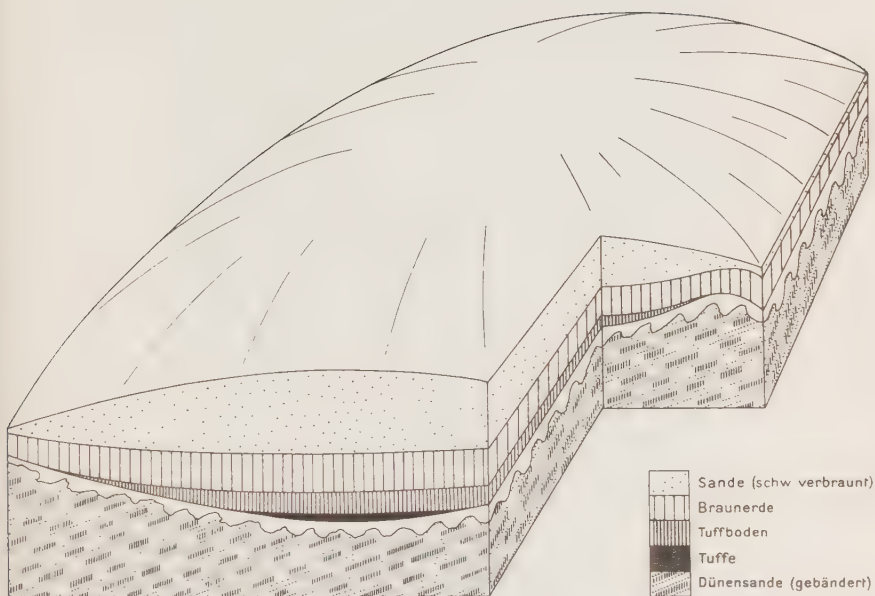
- 1) A 0 - 6 (6 cm) dunkelgraubrauner 10 YR 3/2, lockerer Sand, schwach humos
- 2) B_v 6 - 40 (34 cm) blaßbrauner 10 YR 7/4, lockerer Sand, teilweise schwach verkittet, sonst Einzelkorngefüge, nur ganz schwache Verbraunung
- 3) f (A) 40- 55 (15 cm) schwach graubrauner 10 YR 5/2 - 5/3 Sand bis anehmiger Sand (schwach humos), wenig aggregiert
- 4) f₁B_{v1} 55- 78 (23 cm) dunkelbrauner 7,5 YR 5/6, anehmiger Sand mit hellbraunen 7,5 YR 6/4 unregelmäßigen Flecken, schwach kohärentes Gefüge, allmählicher Übergang zu
- 5) f₁B_{v2} 78-162 (84 cm) gelblichbrauner 10 YR, anehmiger Sand, vorwiegend kohärentes Gefüge
- 6) f₂B_{v3} 162-187 (25 cm) dunkelgelblichbrauner 10 YR 4/4, feinsandig, schluffiger Lehm, weich, schmierig, wenig aggregiert
- 7) C 187-205 (18 cm) bräunlichgraues 10 YR 6/2, schluffiges Tuffmaterial zu harten, eckig-splitttrigen Einzelaggregaten schlackig verbacken. An der Basis nesterartige Einlagerung von gelblichbraunem, lockerem, körnigem Bimsstein, stark durchsetzt mit schwärzlichen Gesteinsblättchen

- 8) Cv 205-213 (8 cm) dunkelgrauer, anlehmi-
ger Sand, durch graue
Einwaschungen aus dem
Hangenden leicht ver-
kittet
- 9) Cn 213 + hellgelblichbrauner,
lockerer Sand, ab 250
von rötlichbraunen
Tonanreicherungsban-
dern durchzogen

Zur näheren Bestimmung der Herkunft und des Alters der vulkanogenen Sedimente dieses Profils wurde eine orientiert entnommene Probe von Herrn Professor FRECHEN in Bonn eingehend untersucht. Die makroskopische und mikroskopische Prüfung des Bims-Tuffs ergab, daß darin alle Bestandteile enthalten sind, die den Laacher Bims-Tuff charakterisieren. Die einzelnen Bimskörner enthalten in der glasigen Grundmasse als Einsprenglinge Natronsanidin, Plagioklas, seltenen Hauyn, Aegirinaugit, barkevikitische Hornblende, Magnetit, Apatit, Titanit und Zirkon. Wie in den Laacher Bims-Tuffen kommen diese Minerale auch in unserer Probe als isolierte Einzelkristalle in der feinen Fraktion vor. Einen wichtigen Hinweis auf die Herkunft des Tuffs von Raunheim bilden auch die in ihm zahlreich enthaltenen Splitter von Tonschiefern und Grauwacken, die in den Laacher Bims-Tuffen den Hauptanteil der nichtmagmatischen Bestandteile bilden. Sie stammen aus dem durchbrochenen Rheinischen Schiefergebirge.

Aus diesen Befunden geht eindeutig hervor, daß der Tuff von Raunheim den Laacher Bims-Tuffen zuzurechnen ist, die während des Mittelalleröd gefördert wurden.

Das Material des Raunheimer Tuffhorizontes



Maßstab 1:150
 Höhen 1:100

Abb: 17 Blockdiagramm der Sandgrube Raunheim/M.

ist ungeschichtet und teilweise schwach mit Flugsand vermischt. Linsen- und nesterartige, unregelmäßig verteilte Anreicherungen von körnigem Bims finden sich vor allem an der Basis dieses Horizontes. Die teilweise intensive Durchmischung des Bims-Tuffs mit Flugsand deutet auf spätere Umlagerungen hin.

Wie aus einer schematischen Darstellung der Lagerungsverhältnisse und des Schichtaufbaus im Aufschluß Raunheim hervorgeht, füllt die junge Deckschichtenfolge eine ehemalige Depression zwischen zwei Dünen aus. Der Bims-Tuff fiel demnach bei seiner Ablagerung in ein stark gegliedertes Dünenrelief. Auf den Dünenscheiteln wurde das leichtbewegliche Material vermutlich bereits während oder kurz nach seiner Ablagerung wieder verweht und verschwemmt. Als Sedimentfallen wirkten dabei, wie das heutige Vorkommen des Tuffs zeigt, die zwischen den Dünenkämmen liegenden Deflationswannen, in denen das bereits leicht mit Flugsand vermengte Bims-Tuff-Material wieder zum Absatz kam und dort vor neuerlicher Erosion geschützt in größerer Mächtigkeit erhalten blieb.

Unveränderter Bims-Tuff konnte innerhalb des gesamten Flugsandgebietes lediglich noch in einem Aufschluß südlich Rüsselsheim an der Basis der Deckschichtenfolge beobachtet werden. Dieses Vorkommen ist heute jedoch infolge des rasch fortschreitenden Abbaus der Dünensande bereits wieder verschwunden.

In dem weiter westlich gelegenen Mainzer Flugsandgebiet wurden in Dünen und auf Rhein-

terrassen solche Tuffhorizonte dagegen an zahlreichen Stellen nachgewiesen (SONNE und STÖHR 1959). Die vulkanogenen Sedimente dieses Raumes lassen sich nach der Art ihres inneren Aufbaus in zwei Gruppen einteilen:

- a) die geschichteten
- b) die ungeschichteten Tuffe

Der Raunheimer Tuffhorizont wäre demnach bei gleicher Altersstellung mit der zweiten (ungeschichteten) Gruppe zu vergleichen.

Nach SONNE und STÖHR (1959, S.115) kann aus der regelmäßigen, ungestörten Abfolge der umgelagerten, geschichteten Tuffe in der Sandgrube Walter auf einen ruhigen Klimaablauf während und unmittelbar nach der Sedimentation geschlossen werden. Außerdem deutet nach ihnen die scharfe Überlagerung der Tuffe durch Flugsande auf eine einheitliche und kurze Umlagerungszeit hin, so daß auch die umgelagerten Tuffschichten als absoluter Zeitmesser anzusehen seien. Dieser Auffassung dürfen wir uns auch für das Raunheimer Vorkommen anschließen.

D e r g e l b b r a u n e T u f f b o d e n
Der Bims-Tuff geht im Profil Raunheim nach oben allmählich in einen gelblichbraunen, in feuchtem Zustand schwach gelbolivbraun gefärbten, feinsandigen Lehm über. Eine diesem Bodenhorizont vergleichbare, meist jedoch weniger stark verlehnte Bildung konnte in zahlreichen anderen Dünenaufschlüssen beobachtet werden, allerdings stets ohne die Unterlagerung durch unverändertes vulkanisches Material. Die in den Flugsandkomplexen etwas

fremdartig wirkende Farbtönung sowie die von Flugsandböden stark abweichende mechanische Kornzusammensetzung des Horizontes lassen jedoch bald die Vermutung eines engeren genetischen Zusammenhangs zwischen dieser Bildung und dem Tuff aufkommen. Den Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme erbrachten schließlich sowohl makroskopische als auch quantitative chemisch-physikalische Untersuchungen:

Neben dem charakteristischen Farbton wird der Tuffboden durch einen auffallend hohen Tonanteil gekennzeichnet (bis zu 11 %). Wie aus dem Korngrößendiagramm des Profils Raunheim weiterhin eindeutig hervorgeht, wurde besonders der obere Teil des Tuffbodens von einer intensiven Verlehmung erfaßt. Während der Tongehalt von 6,5 % (II_6C) auf 11,5 % ($II_{5f_2}B_v$) im oberen Profilabschnitt ansteigt, verhalten sich die Schluffanteile (unverwitterter Tuff) gerade umgekehrt. Die stärkere Beteiligung der Fraktionen von 0,2 bis 1,0 mm in der Probe II_5 können auf die bereits stärkere Einmischung von Flugsandkomponenten in dieser Zone zurückgeführt werden.

In der chemischen Analyse kommt diese bemerkenswerte Tonmineralneubildung durch einen, im Vergleich zu den aus reinem Flugsand entstandenen Braunerden auffallenden Anstieg der SK-Werte (SK - Summe der sorbierten Kationen) deutlich zum Ausdruck. Dieser bei 11,8 mval/100 g Bd. liegende Wert deckt sich übrigens auffällig mit dem aus einer Bims-Tuff-Probe ermittelten Wert von 11,4 mval/100 g Bd. Entsprechend hoch liegen auch in beiden Sub-

Dünnschliffaufnahmen

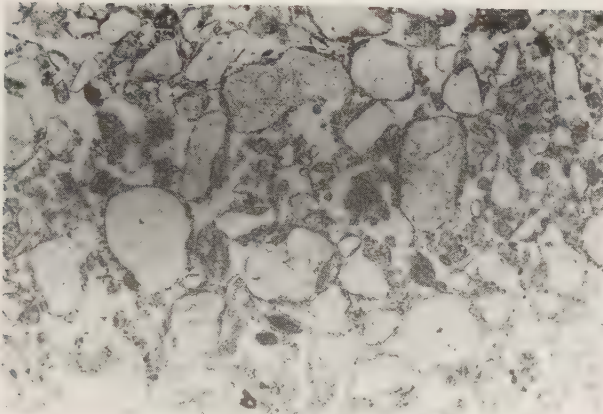


Abb. 18: Gelbbrauner Tuffboden (Profil Raunheim).
An Kornoberflächen und in Kornzwischenräumen
(feinkörnigere Partien) des locker gelagerten
Skelettmaterials geflockte, "erdige" Feinsubstanz.
M 40 : 1 Aufn. Altem. 47 - Übersichtsaufnahme -

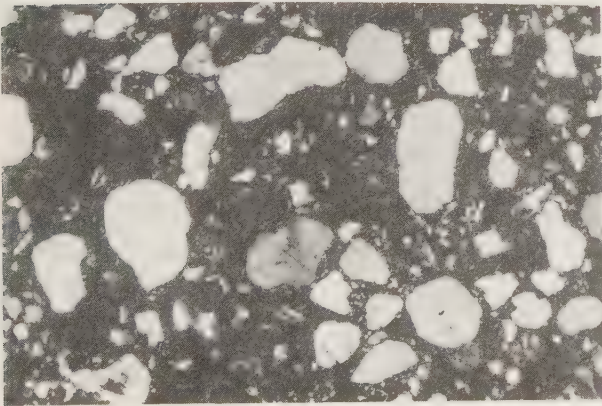


Abb. 19: Aufnahme wie Abb. 18 bei + N.
Die kolloidale Tonsubstanz zeigt keine Doppel-
brechung. M 40 : 1 Aufn. Altem. 48/49

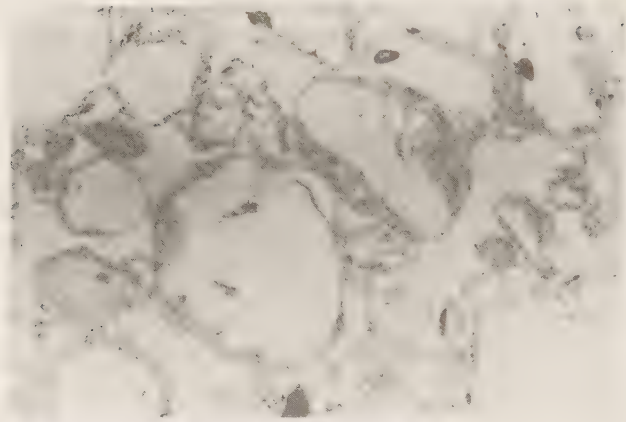


Abb. 20: Ausschnitt aus Abb. 18 bei stärkerer Mikroskopvergrößerung. Deutliche Hüllenbildung von geflockter Tonsubstanz vorwiegend um die größeren Quarzkörner. M 125:1 Aufn. Altem. 12/15

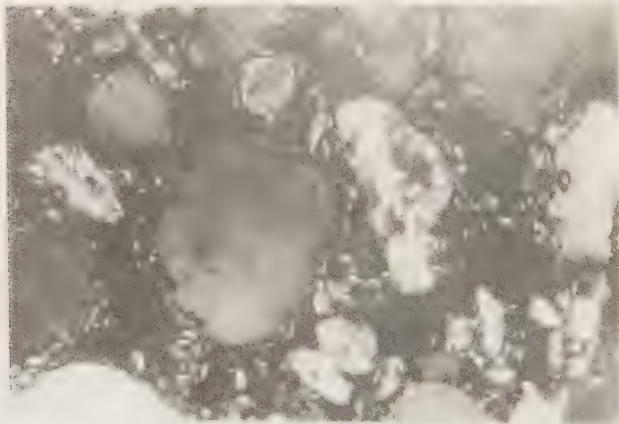


Abb. 21: Aufnahme wie Abb. 20 bei + N. Nur vereinzelt schwache Orientierungsdoppelbrechung in den Kornhüllen. M 125:1 Aufn. Altem. 14/15

straten die Werte für lösliches Fe_2O_3 , Al_2O_3 und SiO_2 .

Bei der röntgenographischen Untersuchung der Tonsubstanz des Tuffbodens konnte im Unterschied zu zahlreichen anderen Bodenbildungen Kalifeldspat als Hauptgemengenteil nachgewiesen werden.

Im Schliffbild dieses Bodenhorizontes fällt die bemerkenswert lockere Lagerung des Skelettanteils auf. Am Aufbau der stabil geflockten Zwischensubstanz beteiligt sich vorwiegend blaßgelblich gefärbter Grobton. Um die Einzelkörner ist eine meist stärker ausgeprägte Hüllenbildung aus locker gelagerten Tonanteilen zu beobachten, so daß man auch von einer "Hüllenbraunerde" sprechen könnte. Anzeichen einer bemerkenswerten Tonverlagerung sind nicht zu erkennen. Über den gesamten Schliff verteilt finden sich stark inkohle, fossile Holzreste.

Nicht selten kann man in dem lehmigen Material des Tuffbodens auch makroskopisch noch deutlich dunkle Gesteinsblättchen erkennen, die sich bei näherer Untersuchung als schwer verwitterbare Relikte des nichtmagmatischen Anteils des Tuffmaterials erweisen.

Diese Untersuchungsergebnisse führen damit eindeutig zu dem Schluß, daß es sich bei dem Tuffboden nur um ein Verwitterungsprodukt des unterlagernden Bims-Tuff-Horizontes handeln kann. In den zahlreichen Vorkommen, wo der Bims-Tuff unter dieser Bodenbildung heute fehlt, wurde demnach das gesamte stets mit Flugsand vermischte, vulkanische Material be-

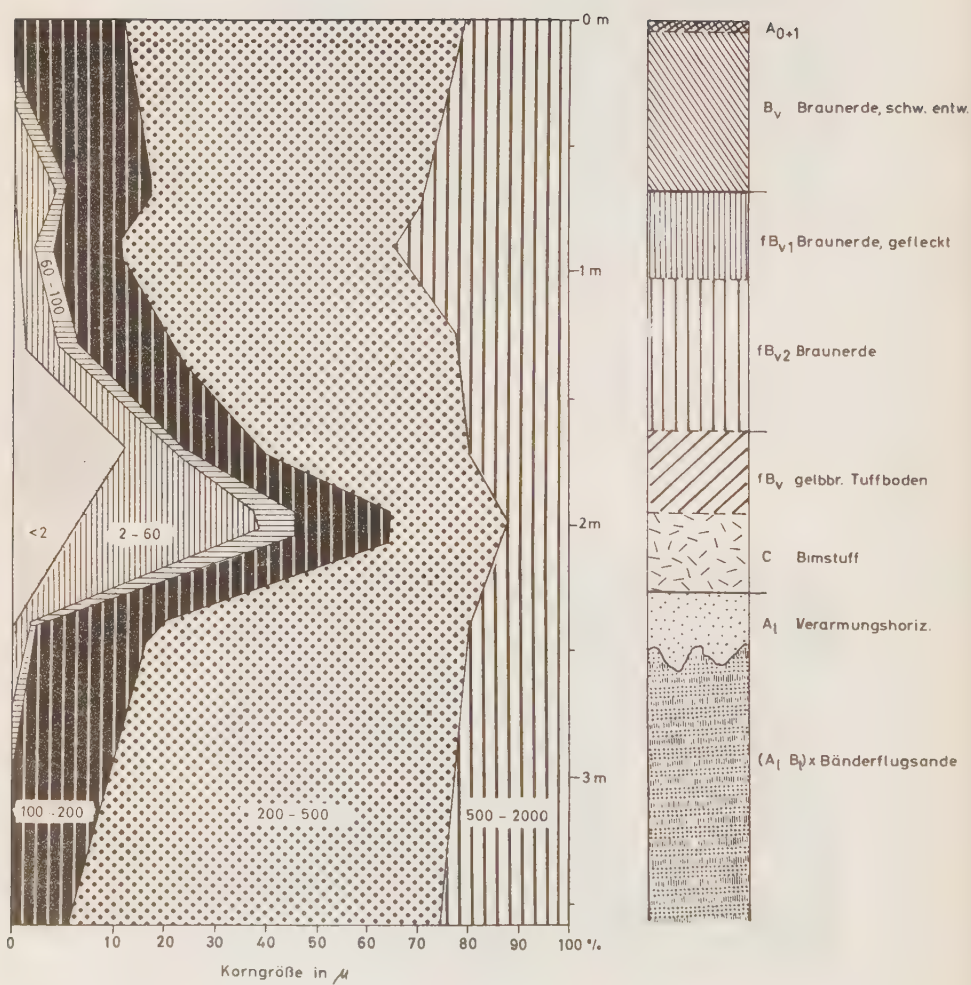


Abb.22: Korngrößendiagramm des Profils Raunheim

reits vollständig zum Tuffboden umgebildet. Genetisch dürfte die Verlehmung des Bims-Tuffs einer intensiven Verbraunung auf sandigem Substrat entsprechen, so daß wir den Tuffboden typologisch als Braunerde einstufen können.

Es bleibt nun noch die Frage zu erörtern, ob es sich bei diesem Horizont um eine selbständige Bodenbildung handelt oder aber die Verwitterung des vulkanischen Materials erst zusammen mit der späteren Braunerdebildung im Hangenden erfolgte. Für eine einheitliche gleichzeitige Verwitterungsbildung spricht vor allem der stets vorhandene unmittelbare Übergang von der Braunerde aus Sand zu dem liegenden, lehmigen Horizont.

Wenn diesem Horizont trotzdem der Rang einer möglicherweise nur geringen, selbständigen Bodenbildung zuerkannt werden soll, dann vor allem auf Grund der Einlagerung zahlreicher, im Schliffbild gut zu erkennender fossiler Holzrestchen (0,6 % Humus), die in der überlagernden Braunerde nicht beobachtet werden konnten (0,1 - 0,2 % Humus). Zweifellos wurde jedoch der Tuffhorizont von der nachfolgenden Braunerdebildung noch mit erfaßt.

Aber ganz unabhängig davon, ob es sich hierbei um eine selbständige Bodenbildung handelt oder nicht, kommt diesem Horizont doch ebenso wie dem unveränderten vulkanischen Material die Bedeutung eines wichtigen stratigraphischen Leithorizontes zu.

F o s s i l e B r a u n e r d e n . Der Tuffboden geht nach oben in allen bekannten Vorkommen ohne scharfe Grenze in eine tief-

gründige, sandige Braunerde über. Dieser Boden zeichnet sich sowohl durch eine intensive Verbraunung als auch durch eine bemerkenswerte Mächtigkeit, die in Muldenlagen nicht selten 1,2 m erreicht, aus. Das Ausgangsmaterial dieser Bodenbildung besteht ausschließlich aus Flugsand, vulkanische Beimengungen sind darin nicht mehr enthalten (vgl. Korngrößendiagramm Abb. 2c).

Entsprechend dem geringen Gehalt an verwitterbaren Silikaten und dem Zurücktreten der Schluffkomponente im Ausgangsmaterial liegen die Werte des Tonanteils meist zwischen 1 - 2 %. Dieser geringe Tongehalt bedingt wiederum eine äußerst niedrige AK (Kationen-Austauschkapazität), die zwischen 2,2 - 2,8 mval/100 g Bd. schwankt. Die geringen Prozentgehalte an löslichem Fe_2O_3 , Al_2O_3 und SiO_2 entsprechen den in rezenten Braunerden festgestellten Werten.

Das Gefüge dieses fB_V -Horizontes entspricht dem der Braunerden. In den Kornzwischenräumen des locker gelagerten, ungleichkörnigen Skelettanteils befindet sich vorwiegend stabil geflockte, gelblichbraune Tonsubstanz. Vereinzelt macht sich eine schwache Hüllenbildung an Kornoberflächen bemerkbar. Verlagerungserscheinungen der feindispersierten Tonsubstanz sind nicht zu beobachten.

In Muldenlagen, wo die Braunerde eine größere Mächtigkeit erlangt, ist häufig eine deutliche Zweiteilung dieses braunen Horizontes in einen unteren gleichmäßig sattbraun gefärbten und einen oberen stark gefleckten Abschnitt zu erkennen. Die beiden Horizonte gehen stets diffus ineinander über. Worauf diese unter-

Tab. 7 : Chemische Untersuchungsergebnisse des Profiles Raunheim (Schützenhaus)
(Mtbl. Hochheim 5916 ; R 3462 320 : H 5541 680)

Analysierer: Dr. Fastabend

Bezeichnung d. Probe	Entnahme- tiefe im Gef. in cm	pH (KCl)	Karbonate %	Org. Subst. %	C : N	mval./100g Boden T-Wert	SK	H	Kationen in mval./100 g Boden Ca	Mg	K	Na	Lösl. Fe	Lösl. Al	Lösl. Si
11/0	5	3,2		14,0		30,0	31,0	25,5	4,9	0,2	0,2	0,2	0,41	0,48	0,62
11/1	25	4,7		0,3		2,2							0,47	0,35	0,19
11/2	30	4,6		0,3		2,8							0,47	0,60	0,34
11/3	90	4,4		0,1		2,2							0,38	0,63	0,35
11/4	130	4,3		0,2		2,3							0,7	0,82	0,39
11/6	200	4,4		0,6		10,3	11,8	6,5	4,3	0,1	0,5	0,4	1,67	2,88	1,60
11/7	220	4,9		0,2		11,1	11,4	4,9	4,6	0,2	0,9	0,8	1,38	2,46	1,68
11/8	240	4,9		0,1		1,1							0,3 %Fe ₂ O ₃	0,18 %Al ₂ O ₃	0,11 %SiO ₂

Analysenmethoden:

pH
Org. Subst.
Karbonate
Austauschkapazität
(η -Wert) u. austausch-
bare Kationen
Freies Al u. freies Si
Freies Fe
Korngrößenverteilung

: Elektrometrisch, 0,1 n KCl
: nasse Verbrennung mit $K_2Cr_2O_7$
: n. SCHEIBLER
: n. WEHLICH
: n. FOSTER (0,5 n NaOH)
: n. MACKENZIE & MITCHELL (0,4 % Na_2SO_4)
: Vorbehandlung: Zerstörung d. org. Subst.
mit H_2O_2 , Dispergierung mit $Na_4P_2O_7$;
Pipettanalyse n. KÖHN (<100 μ)
und Trockensiebung (>100 μ)

schiedliche Aufhellung bestimmter unregelmäßig begrenzter Partien beruht, läßt sich bisher nur vermuten. Es wäre denkbar, daß die unterlagernde, etwas verdichtete Boden-decke bereits eine gewisse Stauwirkung auf die, wenn auch vermutlich nur geringen, Sickerwassermengen ausübt und es dadurch zu einer gerade eben angedeuteten Pseudovergleyung in diesem oberen Horizont kommt. Nicht auszuschließen ist daneben die Möglichkeit einer allerdings nur schwach ausgeprägten Wurzelbleichung. Nach RÖSCHMANN (1960, S. 750) entstehen solche Bleichzonen in der näheren Umgebung von Wurzeln durch die Lösung und Fortführung des Fe durch die bei der Wurzelatmung entstehenden Säuren (s.a. SCHRÖDER und SCHWERTMANN 1955). In den Aufschlüssen am Schützenhaus bei Raunheim sind an verschiedenen Stellen noch geringe Reste eines ehemaligen A-Horizontes der fossilen Braunerde erhalten. Von den meist kräftig braungefärbten B_v-Horizonten unterscheidet sich dieser 15 - 25 cm mächtige, stark von graubraunen Flecken durchsetzte Horizont vor allem durch seinen in den dunkleren Partien 0,6 - 0,9 % betragenden Humusgehalt. Das Vorkommen dieses autochthonen Humushorizontes im obersten Profilabschnitt beweist, daß es sich bei der Braunerde auch in den Muldenlagen um eine in situ entstandene Bodenbildung handelt und diese in ihrer heutigen Mächtigkeit nicht erst, wie man auf Grund der für Dünen auffallenden Profiltiefe zunächst vielleicht annehmen könnte, durch kolluviale Vorgänge entstanden ist.

J ü n g s t e D e c k s c h i c h t e n .
Über der tiefgründigen Braunerde folgt abschließend schließlich eine jüngste Flugsanddecke unterschiedlicher Mächtigkeit. Die vorwiegend gelblichbraun gefärbten, mittel- bis grobkörnigen Sande zeigen eine meist auffallend lockere Kornlagerung. Im Gegensatz zu den Bänderflugsanden werden diese jungen Decksande daneben durch ihre fehlende Schichtung gekennzeichnet. Ob hier eine ehemals vorhandene Schichtung durch die wühlende Tätigkeit von Tieren und die in Oberflächennähe zu beobachtende stärkere Durchwurzelung wieder zerstört wurde oder aber die Sande bereits ungeschichtet sedimentiert wurden, läßt sich heute nicht mehr feststellen. Allenfalls könnten die während dieser Verwehungsperiode entstandenen kleineren Dünen, deren Material ebenfalls ungeschichtet ist, einen gewissen Hinweis auf eine bereits primär weitgehend unsortierte Ablagerung geben.

Eine deutlich erkennbare rezente Bodenbildung läßt sich auf dieser, die heutige Dünenoberfläche bildenden jüngeren Flugsanddecke meist nicht beobachten. Lediglich in den oberen 20 - 30 cm deutet sich eine zuweilen geringe Verbraunung an. Dagegen werden die lockeren Sande häufig von dünnen, meist unregelmäßig gefalteten Tonanreicherungsbändern (2 - 7 mm) durchzogen. Das erste Band setzt gewöhnlich 20 - 40 cm unter der Oberfläche ein.

Wie aus der Darstellung der Lagerungsverhältnisse in der schematischen Zeichnung des Profils Raunheim deutlich hervorgeht, kam es bei der Aufwehung der jüngsten Flugsanddecke zu einer starken Reliefumbildung insbesondere der Dünenkämme. In den Dünenscheiteln wurde die geringmächtige, fossile Bodendecke vermutlich ganz oder teilweise wieder durch verstärkte Deflation abgetragen. Relikte dieser intensiven Bodenbildung konnten in den jungen Decksanden jedoch nicht beobachtet werden.

Aus diesem Schichtaufbau läßt sich für das Jungpleistozän im Maingebiet kurzgefaßt folgender bodenkundlich-geologischer Gesamtablauf rekonstruieren:

- 1) Bildung eines rötlichbraunen, braunerdeartigen Interglazialbodens im Riß/Würm.
- 2) In den Gebieten außerhalb des Akkumulationsbereiches des würmzeitlichen Mains teilweiser Abtrag und frostdynamische Verwürgung des Interglazialbodens.
Im Aufschüttungsbereich des Mains beginnende Aufschotterung der ältesten Würmterrasse.
- 3) Stellenweise schwach ausgeprägtes Bodenfließen, das zur Bildung geringmächtiger, autochthoner Solifluktiionsdecken führt.
An exponierten Stellen erste Flugsandakkumulation. Im flußnahen Bereich Bildung der lehmstreifigen Basis-schichtfolge.
- 4) Regional verbreitet Flugsandbildung.
- 5) Schwach entwickelter Naßfleckenboden.
- 6) Verstärkte Flugsandverwehung, Anfänge der Dünenbildung.
- 7) Bänderbildung (Tonverlagerungsprozesse).
- 8) Geringmächtige Bims-Tuff-Ablagerungen (Raunheim, Rüsselsheim).
- 9) Verwitterung des mit Flugsand vermengten Bims-Tuffs zu einem braunerdeartigen, gelbbraunen Boden.
- 10) Erneute verbreitete Flugsandverwehung
- 11) Braunerdebildung auf den Dünen; Verlehmung der Hochflutabsätze auf der jüngeren Niederterrasse.
- 12) Letzte starke Flugsandverwehung (vermutlich anthropogen mitbedingt), die eine deutliche Reliefumbildung der älteren Dünen bewirkte.
- 13) Schwache Verbraunung des jüngsten Flugsandes, geringe Bänderbildung.

Nach dieser kurzen Skizzierung der Ereignisabfolge erhebt sich nun die Frage nach der absoluten zeitlichen Einordnung der verschiedenen Bildungen im Rahmen des seit Beginn des letzten Interglazials allgemein bekanntgewordenen klimatischen Gesamtablaufs.

Eine nähere Erörterung dieser Altersfragen erfordert in besonderem Maße eine Berücksichtigung der sowohl klimatischen als auch geologischen Sonderstellung des Oberrheintalgrabens. Klimatisch zeichnet sich dieser Raum gegenüber den umgebenden Landschaften in erster Linie durch relativ geringe Niederschläge (500 - 550 mm/a) und eine hohe mittlere Jahrestemperatur von 9 - 10° C aus. In geologischer Hinsicht beruht diese Sonderstellung in einer ausschließlich auf dieses Gebiet beschränkten starken Flugsandsedimentation; sämtliche umgebenden Landschaften wurden dagegen von Lößdecken unterschiedlicher Mächtigkeit überzogen.

Durch diese enge, gleichsam inselartige, räumliche Begrenzung der Flugsandvorkommen in einem klimatisch besonders begünstigten Raum ergeben sich hinsichtlich eines Profilvergleichs zu weiter entfernten Flugsandgebieten (Westfalen, Niederlande und Bayern) meist erhebliche Schwierigkeiten.

Bei entsprechender Berücksichtigung der klimatischen und räumlichen Verschiedenartigkeit lassen sich jedoch, wie im folgenden zu zeigen sein wird, auch typologisch unterschiedliche Bodenbildungen weit auseinanderliegender Flugsandvorkommen zuweilen in eine enge zeitliche Beziehung zueinander bringen. Im übrigen können auch, trotz materialmäßiger Unterschiede, besonders ausgeprägte fossile Bodenbildungen in Löß- und Flugsandabfolgen angrenzender Gebiete stratigraphisch miteinander verglichen werden, so daß schließlich eine Einordnung der äolischen Deckschichtenprofile unseres Raumes in das allgemeine jungpleistozän-holozäne Gliederungsschema ermöglicht wird.

Von der ältesten, weitverbreiteten Bodenbildung des Untersuchungsgebietes blieben nur spärliche Reste in Gestalt eines ausgeprägten Kryoturbationshorizontes an der Oberfläche der Kelsterbacher Terrasse erhalten. Bei der rotbraunen, lehmigen Füllung dieser Taschen, Zapfen und Säcke dürfte es sich um die Relikte eines Interglazialbodens handeln, denn nach allem was wir bisher über die Bodenbildung im Periglazialgebiet wissen, entsteht ein so kräftig gefärbter und stark verlehmtter Boden nur während einer ausgesprochenen Warmzeit. Daß diese Bodenbildung in das letzte Interglazial zu stellen ist, geht einmal aus den Lagerungsverhältnissen hervor (s. S. 39), zum anderen konnten dieser terrestrischen Verwitterungsdecke äquivalente Flußschlicklagen auf Grund ihrer Pollenspektren mit hoher Wahrscheinlichkeit ins Eem-Interglazial eingestuft werden.

Mit beginnender Abkühlung und allmählicher Entwaldung gegen Ende der letzten Warmzeit wurde dieser Boden in den der fluviatilen Akkumulation entzogenen Gebieten unter dem Einfluß einer zunehmend feuchteren Klimaentwicklung bevorzugt in Muldenlagen durch Staunässeeinwirkung in den oberen Horizonten stärker pseudovergleyt. Das nachfolgende frühglaziale Geschehen war zunächst vermutlich durch einen stärkeren Bodenabtrag gekennzeichnet, wie dies BRUNNACKER (1957/1959) auch in Bayern an zahlreichen Stellen nachweisen konnte. Die noch verbliebenen Bodenreste wurden nach der allmählichen Herausbildung eines Dauerfrostbodens infolge der durch ständiges Gefrieren und Wiederauftauen an der Oberfläche wirksam werdenden frostdynamischen Vorgänge in die unterlagernden Terrassenkiese intensiv eingewürgt.

In den Flußrandgebieten erfolgte vermutlich zur selben Zeit die Aufschotterung der ältesten Würmterrasse des Mains. Der anfänglich breit ausgedehnte fluviatile Akkumulationsbereich schrumpfte bei nachlassender Schuttfzufuhr allmählich wieder auf einen schmalen Aufschüttungsstreifen zu beiden Seiten des Flusses zusammen.

Der folgende Zeitabschnitt war an der Oberfläche der Kelsterbacher Terrasse durch wenig ausgeprägte Solifluktionvorgänge gekennzeichnet, die an geeigneten Stellen der schwach gewellten Oberfläche zur Bildung geringmächtiger, autochthoner Solifluktionsdecken führten.

Auch die basale Wechselfolge sandiger und sandig-schluffiger Schichten, sowohl im Hangenden des Kryoturbationshorizontes als auch randlich auf dem bereits gebildeten geringmächtigen Schotterkörper des Mains, entstand vermutlich noch unter dem Einfluß eines kühlfeuchten Klimas. Durch die gelegentliche Zwischenschaltung von Flugsanden in diesem Schichtkomplex deutet sich jedoch bereits der Übergang zu mehr trocken-kalten Klimaverhältnissen an.

Den Abschluß der basalen Wechselfolge nach oben bildet im Aufschluß Mönchhof ein kryoturbat gestörter, brauner, lehmig-schluffiger, gelegentlich noch kalkhaltiger Horizont, dem ähnliche Bildungen in benachbarten Aufschlüssen entsprechen. Da sich in diesem Horizont eine Bodenbildung mit Sicherheit nicht nachweisen läßt, muß seine stratigraphische Einstufung unsicher bleiben. In Anlehnung an die Lößstratigraphie in Hessen wäre es vielleicht denkbar, daß es sich bei dieser Bildung möglicherweise um ein Äquivalent des WI/II handelt. Sicherlich kommt dieser Schicht jedoch ein höheres Alter zu als einer auf Grund von Pollenanalysen ins Bölling Interstadial eingestuften (V. d. HAMMEN 1951, zit.n. DÜCKER u. MAARLEVELD 1958), ähnlich zusammengesetzten, die Wechselfolge der "Älteren Decksande" nach oben abschließenden Grenzschicht in den niederländischen Flugsandgebieten. Aber ganz unabhängig davon, ob es sich in unserem Falle nun um eine echte Bodenbildung oder nur um eine wenig veränderte Sedimentlage handelt, gewinnt diese Schicht doch insofern eine gewisse stratigraphische Bedeutung, als sie einen deutlichen Sedimentationswechsel anzeigt.

Das allgemein durch kühlfeuchte Klimabedingungen charakterisierte frühglaziale Geschehen im Maingebiet zeigt im übrigen

eine gute Übereinstimmung zu der von DÜCKER u. MAARLEVELD (1958, S. 132) in den niederländischen Flugsandgebieten beobachteten Entwicklung.

Der folgende Zeitabschnitt ist gekennzeichnet durch eine erstmals reine Flugsandsedimentation. Da allgemein für die Bildung von Flugsand ebenso wie für Löß ein möglichst kalt-trockenes Klima vorausgesetzt wird, dürfen wir am Ende des Frühglazials mit einem deutlichen Klimaumschwung rechnen.

Die Flugsandbildung wird nach einem kürzeren Zeitraum von einer geringen Wärmeschwankung, die einen schwach entwickelten Naßfleckenboden hinterläßt, kurzfristig unterbrochen. Dieser nur an wenigen Stellen erhaltene Fleckenboden könnte wiederum in Anlehnung an die Lößstratigraphie mit allem Vorbehalt vielleicht dem WII/III (BRUNNACKER WI/II) gleichgestellt werden.

In der Folgezeit erreicht die Flugsandakkumulation dann mit einer noch schwach ausgeprägten Dünenbildung ihren Höhepunkt. Flugsandverwehungen in dem genannten Ausmaß sind aber an klimatische Voraussetzungen gebunden, wie sie nach der bisherigen Kenntnis vor allem während des langdauernden, trocken-kalten Hochglazials gegeben waren. Schon DEWERS (1934/35, S. 347/48) nahm auf Grund der engen Verzahnung von Löß-Flottsand und Flugsand in Norddeutschland eine im wesentlichen gleichzeitige, hochglaziale Entstehung der verschiedenen Bildungen an. Auch die niederländischen Bearbeiter der dortigen Flugsande vertreten allgemein die Auffassung einer vorwiegend hochglazialen Entstehung der "Älteren Flugdecksande" (DÜCKER u. MAARLEVELD 1958, S. 221).

Den ältesten Flugsanden im bayrischen Donautal als auch in Nordbayern kommt nach BRUNNACKER (1959, S. 122) ebenfalls ein hochglaziales Alter zu. Dagegen konnte MAAS (1950, S. 76) in den westfälischen Dünengebieten eine vorwiegend spätglaziale Entstehung der dortigen Dünen nachweisen.

Die, wie gezeigt wurde, seit Beginn des Hochglazials kräftig in Gang kommende Dünenbildung setzte sich vermutlich unter allmählicher Abschwächung bis zum Ende der Älteren Tundrenzeit fort. In dem zwischen dem Hochglazial und dem Alleröd-Interstadial liegenden, als Spätwürm bezeichneten Zeitabschnitt erfolgte vermutlich die für diese Dünensande charakteristische Bänderbildung (Ton-Eisenanreicherung). BRUNN-ACKER (1959, S. 120), der diese von ihm als Rostbänder bezeichneten Lagen unter einem allerödzeitlichen Podsol im Rednitztal beobachten konnte, hält eine Entstehung der dünnen Anreicherungshorizonte hauptsächlich während des relativ kühlfeuchten Bölling-Interstadials für wahrscheinlich. In unserem Falle dagegen möchten wir auf Grund bestimmter Überlegungen zur Genese dieser Bildungen eine weniger enge zeitliche Begrenzung für die Bänderentwicklung annehmen. Der Zeitraum, in dem die Bildung dieses als Sandparabraunerde zu bezeichnenden Bänderkomplexes erfolgte, dürfte vielmehr das gesamte Spätwürm umfaßt haben. Diese Annahme könnte auch durch die an Lößprofilen beobachtete spätglaziale Bodenentwicklung gestützt werden. So gelang es SCHÖNHALS (1961, S. 283 ff) durch eingehende Profilstudien an Lößabfolgen, die unter einer mächtigen allerödzeitlichen Bimsbedeckung gleichsam konserviert wurden, nachzuweisen, daß die Bodenbildung auf Löß bis zum Alleröd stellenweise bereits das Parabraunerde-Stadium erreicht hatte. Zu vergleichbaren Ergebnissen kommt auch BRUNNACKER (1957/1959) für die bayrischen Lößgebiete.

Im Hangenden der Bänderflugsande erhalten wir durch die Einlagerung einer, nachweisbar im Mittelalleröd entstandenen, Bims-Tuffschicht die absolute Zeitmarke unserer Schichtfolge. Dieser durch Umlagerungen mit Flugsand vermischte Bims-Tuff wurde in den meisten Fällen zu einer schwach olivgelb gefärbten Bräunerde umgebildet. Es läge nun nahe, diese charakteristische Bodenbildung in das vermutlich durch günstigere Klimabedingungen gekennzeichnete Alleröd einzustufen. Da dieser Bodenhorizont jedoch ohne die Zwischenlagerung

einer unverwitterten Schicht in die hangende Braunerde übergeht, können wir diesen nicht ohne weiteres dem Alleröd zuordnen. Andererseits spricht aber der höhere Humusgehalt - im Dünnschliff kenntlich an der Einlagerung verkohlter Pflanzenreste - für eine selbständige Bodenbildung. Auch der zur Verfügung stehende Zeitraum von 500 - 700 Jahren dürfte für die Bildung eines braunerdeartigen Bodens ausgereicht haben. Wenn man weiterhin berücksichtigt, daß in Bayern während des Alleröd ein Podsol und in den Niederlanden ein holzkohleführender Bleichhorizont gebildet wurden, so könnte dem in unserem Gebiet durchaus eine schwache Braunerdeentwicklung entsprechen. Andererseits hat sich der Nachweis einer auffallenden Wärmetönung während des Alleröd gerade im Oberrheintal pollenanalytisch bisher nicht führen lassen (G. v.d. BRELIE, Vortrag 1962 Tgg. D.G.G., Ffm).

In der jüngeren Tundrenzeit kommt die Flugsandverwehung infolge eines stärkeren Rückgangs der Vegetation, ausgelöst durch einen erneuten Kälterückschlag, nochmals kräftig in Gang. Dieser Befund steht allerdings in gewissem Widerspruch zu der Auffassung von FIRBAS (1952, S.45), der es für unwahrscheinlich hält, daß die jüngere Tundrenzeit im Oberrheingebiet noch zu einer stärkeren Entwaldung führte.

Auf diesen jüngeren bis zu 2 m mächtigen Flugdecksanden kommt es im Postglazial zu einer sehr intensiven Braunerdebildung. Der in Muldenlagen nicht selten über einen Meter mächtige B_v -Horizont entstand vermutlich zur selben Zeit wie die Steppenböden auf Löß im benachbarten, trockenen Rheinhessen (ZAKOSEK 1962, S. 30). Die Hauptbildungszeit der Braunerden aus Flugsand lag demnach im Boreal, das durch sein trockenwarmes Klima besonders gekennzeichnet war. Dieser den Steppenböden auf Löß vergleichbaren Sandbraunerde dürften andererseits auch die aus den hessischen Mittelgebirgen bekanntgewordenen Lockerbraunerden (SCHÖNHALS, 1957) entsprechen. Im klimatisch weniger begünstigten Westfalen setzte zu dieser Zeit (Atlantikum) auf den spätglazialen Dünen eine breits kräftige Podsolierung ein (MAAS 1950, S. 74).

Die intensive boreale Bodenbildung auf den silikatarmen Mainsanden erfaßte vermutlich auch noch die unterlagernde, bereits im Alleröd vorgebildete Bimsbraunerde und führte zur weiteren "Verlehmung" des leicht verwitterbaren Bims-Tuffes. Wie aus dem Fund römischer Scherben dicht unter der Oberfläche der Braunerde und der C¹⁴-Datierung einer Brandschicht im Hangenden dieser Verwitterungsbildung deutlich hervorgeht, dürfte sich diese Bodenentwicklung bis ins 6. bis 7. Jahrhundert n. Chr. hinein ziemlich ungestört fortgesetzt haben.

Die auf den Steppenböden des Rheinhessischen Lößgebietes unter veränderten Klimabedingungen (Atlantikum/Subboreal) einsetzende Degradations- und Rekrutationsphasen sind in der Braunerde allerdings nicht nachzuweisen.

Der intensiven Verbraunung der Dünenande dürfte zeitlich auch die starke Verlehmung der Hochflutabsätze des Mains auf der Unteren Niederterrasse entsprechen.

Vor der weiteren Erörterung dieser stratigraphischen Fragen soll jedoch zunächst kurz auf die Entstehung der Hochflutlehmablagerungen eingegangen werden. Einen Hinweis auf das vermutliche Alter dieser Hochflutablagerungen erhalten wir aus ihrer räumlichen Verbreitung im Gebiet um Raunheim. In einigen Kanalgräben, die sich von einem Mainaltlauf etwa in Höhe des Sportplatzes Raunheim in nordwestlicher Richtung zum heutigen Flußbett hinzogen, konnte eine auffallende Mächtigkeitsabnahme der Sedimentdecke gegen den Main hin beobachtet werden. Die am Rande des Altlaufs etwa 1,1 - 1,3 m mächtige Schlufflehmdecke dünnt nach nw bis auf 0,2 m aus und geht schließlich in sandige Tonanreicherungsabänder über. An dieser starken Mächtigkeitsabnahme ist klar zu ersehen, daß die Bildung der Hochflutlehmdecke nur durch wiederholte, vom Altarm ausgehende Überflutungssedimentation erfolgt sein kann. Der Main hatte aber, wie aus pollenanalytischen Untersuchungen der Torffüllung der vermoorten Rinne (ROTHSCHILD 1936, S. 160) deutlich hervorgeht, bereits im Präboreal

dieses Bett wieder verlassen. Wir können daher mit einiger Sicherheit annehmen, daß die Hochflutlehmdecke im wesentlichen während des Spätglazials abgelagert wurde (s.a. SCHÖNHALS 1954, S. 89).

Die starke Verlehmung des kalkhaltigen, feinkörnigen, fluvialen Materials dürfte dann unter optimalen Klimabedingungen, wie sie im Postglazial vor allem während des Boreals geherrscht haben, erfolgt sein. In seiner Ausbildung zeigt der Verwitterungshorizont gewisse Anklänge an die aus Süddeutschland vielfach beschriebenen sogenannten "Blutlehmgebilde" auf kalkreichen Schotterablagerungen. KRAUS (1922) wertet die von ihm als "Blutlehm" bezeichneten Verwitterungshorizonte auf Niederterrassen im bayrischen Raum als Zeugen eines postglazialen Klimaoptimums. Dagegen vertritt HARRASSOWITZ (1926) die Auffassung einer rezenten Entstehung infolge starker Toneinschlammung. Auf Grund neuer Untersuchungen bezeichnet G. SCHMIDT (1962) diese Bildungen als "Parabraunerden mit Blutlehmcharakter". Nach ihm wurden sie fossil vorgebildet und durch rezente Einwaschungsvorgänge weiter ausgeformt. Auf spätwürmzeitlichen und rezenten Ablagerungen sollen diese Blutlehme entgegen der Ansicht von KRAUS nicht vorkommen.

Wenn auch unsere Bodenbildung mit den süddeutschen "Schotterlehm" (BRUNNACKER 1957, S. 57) nicht unmittelbar zu vergleichen ist, so scheint es sich doch bei dieser starken Verlehmung um bodengenetisch verwandte Vorgänge zu handeln, die zu einer, kalkhaltiges Ausgangsmaterial vorausgesetzt, typischen Verwitterungsform führen. Daß solche Bildungen unter günstigen Klimabedingungen auch noch im Postglazial entstehen konnten, dürfte das vorliegende Beispiel hinlänglich beweisen.

Entscheidend für die Bodenausbildung im Postglazial war damit in unserem klimatisch einheitlichen Raum in erster Linie das Ausgangsmaterial, wonach auf den Flugsanden Braunerden und auf kalkhaltigen Hochflutablagerungen "blutlehmartige"

Bildungen entstanden.

In den Dünengebieten wurde diese Bodenentwicklung schließlich zu einem uns nicht genau bekannten Zeitpunkt durch das wohl letztmalige starke Wiederaufleben der Flugsandverwehung beendet. Während die Braunerden besonders bei der starken Reliefumbildung der Dünenkämme im höheren Niveau teilweise erodiert wurden, blieben sie in Muldenlagen meist erhalten und wurden dort von jüngsten Flugsanden überdeckt. In den flußferneren Gebieten kam es vermutlich zur selben Zeit zu einer geringen Flugsandüberwehung des "blutlehmartigen" Bodens.

Auf welchen Ursachen diese erneute, starke Flugsandbildung letztlich beruht, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Da jedoch, wie bereits dargelegt, das Ingangkommen der Flugsandbildung eine Beseitigung der Vegetation voraussetzt, ein natürlicher Rückgang der Bewaldung zu dieser Zeit aber nicht mehr erwartet werden kann, dürften hier Eingriffe des Menschen eine größere Rolle gespielt haben.

Zu welchem Zeitpunkt diese jüngsten Flugsande schließlich wieder festgelegt wurden, läßt sich nur abschätzen. Will man die nur schwache "rezente" Bodenbildung auf den Dünen als Zeitmaßstab heranziehen, dann dürfte die Beendigung der weiträumigen, äolischen Sedimentation im nördlichen Oberrheintalgraben allerdings nicht sehr weit zurückliegen.

Tab. 8 : Stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns und Holozäns im nördlichen Oberrheintal

Stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns u. Holozäns	Deckschichten und fossile Böden auf der Kelsracher Terrasse	Akkumulationsbereich des würmzeitlichen Mains	Bergstraße und Lorsch Vierheimer Dunengebiet	Spremlinger Horst Flugsand vorkommen
Postglazial 6.-7. Jh. n. Chr. Boreal Jüngere Tundrenzeit Alleröd Ältere Tundrenzeit Bölling Älteste Tundrenzeit	Braunerde / Bänderbildung Flugsand	Hochflutablagung. Flugsand / Hochflutsediment	Braunerde / Bänderbildung Flugsand	Braunerde Flugsand Holzkohleschicht
	Braunerde	Verleumdung d. Hochflutsediments	Bänderbraunerde	Braunerde
	Flugsand			Flugsand
	Bimstuf		Bänderbildung	Bimstuf
	Bänderbildung	Kalkhaltige Hochflutablagung		Bänderbildung
Mittelwürm	Flugsand - Dünenbildung	Aufschüttung der UNT	Tonan- reicherungshorizont	
	Naßfleckenhorizont	Erosionsphase	Flugsand	Flugsand - Dünenbildung
	Flugsand			Naßfleckenhorizont
	Lehmig-schluffiger brauner Horizont (kryoturbat gestört)	Aufschotterung der	Aufschotterung der der ONT / Schuttkegel- sande	
Frühwürm	Lehmstreifige Basisschichten	fluviatil/dalisch		Lehmstreifige Basisschichten
	Solifluktion / Erosion			Erosion / Solifluktion
Riß/Würm - Interglazial	rötlichbrauner Rest eines kryoturbat gestörten B ₁ -Horizontes			

3. Quartäre Bildungen im Gebiet von Rhein und Neckar

3.1. Fluviatile Ablagerungen

3.1.1. Allgemeines

Im Akkumulationsbereich von Rhein und Neckar kam es in dem von uns untersuchten Gebiet der eigentlichen Grabenzone zu einer regelmäßigen Überlagerung älterer durch jüngere Flußabsätze. Morphologisch erkennbare ältere Terrassenstufen konnten sich in diesem, während des Pleistozäns ständig weiter einsinkenden Trog nicht entwickeln, so daß der Gesamtaufbau der eingeschütteten Lockersedimente der unmittelbaren Beobachtung nicht zugänglich ist. Eine eingehendere Darstellung dieser allein auf Grund von Bohrprofil-Beschreibungen erkennbaren Lagerungsverhältnisse erübrigt sich jedoch, da im Rahmen vorliegender Arbeit lediglich die oberflächennahen Bildungen von Bedeutung sind.

Ausgehend vom heutigen Rheinlauf wird die Oberfläche der relativ ebenen Talsohle gegliedert in das nur schwach eingetiefte Hochflutbett (88 m über NN) und die 10 - 15 km breite Niederterrassenstufe (Hochgestade, etwa 91 - 96 m über NN), die ihrerseits wiederum durch die stellenweise ausgedehnten Neckarauen stärker zerschnitten wurde.

3.1.2. Hochflutlehmdecke

Die aus vorwiegend feinkörnig-tonigen Sedimenten aufgebaute Hochflutlehmdecke (SCHÖNHALS 1954, S. 89 ff) wechselt in ihrer flächenhaften Ausdehnung meist sehr stark, erstreckt sich jedoch nicht selten über eine Breite von mehreren Kilometern. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 und über 2 m in alten Erosions-

rinnen. Neben einem noch im gesamten Profil nachweisbaren, 1,5 % übersteigenden Anteil organischer Substanz werden diese Hochflutabsätze vor allem durch ihren stets vorhandenen Karbonatgehalt gekennzeichnet. Eine deutliche Profildifferenzierung ist in diesem vorwiegend tonigen, bei tiefem Grundwasserstand stark austrocknenden Hochflutlehm nicht zu beobachten.

Das nachstehende Profil wurde in der Kiesgrube Hahn-Wedel westlich Geinsheim/Rhein (Bl. Groß-Gerau 6016; R 3455 620 : 5526 750) aufgenommen:

- 1) A_{h1} 0 -18 (18 cm) dunkelgrauer 10 YR 3/1, sandig-toniger Lehm bis lehmiger Ton, schwach humos, kalkhaltig, grobsäulige Absonderung, Aggregatbildung in den Säulen, vorwiegend plattig (Pflugwirkung?), gelegentlich auch grobpolypodrisch
- 2) A_{n2} 18-33 (15 cm) dunkelgrauer 10 YR 3/1, toniger Lehm, schwach humos, kalkhaltig, feinpolyedrisch aggregiert, Einzelaggregate zeigen eine meist raue Oberfläche mit scharfen Kanten, gelegentlich auch säulig, prismatische Absonderung
- 3) A_{h3} 33-40 (7 cm) dunkelgraubrauner 10 YR 4/2, hellgefleckter, sandig-toniger Lehm, schwach humos, stark kalkhaltig, gespickt mit weißlichen Karbonatbröckchen, unregelmäßig knotiger, teilweise auch länglich gestreckter Form, daneben durchsetzt mit rundlichen bis erbsengroßen, harten Fe-Mn-Konkretionen
- 4) GCa 40-55 (15 cm) weißlichgraue Kalkanreicherungszone, durchsetzt mit wenig humosen, tonigem Material, Karbonatabscheidung in Form von knotig-wulstigen Bröckchen, zuweilen auch gekröseartig verkittet

- 5) G 55-85 (30 cm) schwach olivbrauner 2,5 YR 5/4, schluffiger Lehm, stark kalkhaltig, schwach geschichtet, nicht aggregiert
- 6) GCa 85 + grauer bis rötlichgrauer, kalkhaltiger Flußsand, durch Ca-Abscheidungen zuweilen plattig, wabig verkittet

In diesem Profil fällt besonders der weißliche Karbonatanreicherungs-horizont (46,4 % CaCO_3) an der Grenzfläche der Hochflutdecke gegen die unterlagernden, sandig-kiesigen Sedimente auf. Die Entstehung dieser häufig zu beobachtenden und als "Rheinweiß" bezeichneten Kalkabscheidungen konnte bisher noch nicht restlos geklärt werden. Es ist jedoch mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß es sich hierbei um Kalkabsätze aus besonders karbonatreichem Grundwasser (also echte G-Horizonte) handelt (SCHÖNHALS 1954, S. 90/91).

Die an zahlreichen Stellen des Untersuchungsgebietes nach der Feldmethode mit "Durognost" (GUNDLACH etc. 1960) ermittelte Karbonathärte des Grundwassers erreicht bei Geinsheim mit 31 Grad Deutscher Härte ein absolutes Maximum. Im übrigen waren häufig starke Unterschiede im Karbonatgehalt des Grundwassers oft auf engem Raum zu beobachten. Kalkabsätze traten in deutlicher Abhängigkeit von diesem kleinräumigen Wechsel stets nur dort auf, wo auch das Grundwasser hohe Härtegrade besaß. Es liegt daher nahe zu vermuten, daß die Kalkanreicherungen zwar durch das Grundwasser gebildet werden, ihre Entstehung jedoch an ein primär kalkhaltiges Sediment in unmittelbarer Umgebung der Ausfällungszone gebunden ist. Das Karbonat dürfte also vermutlich nicht über große Entfernungen durch das Grundwasser herantransportiert, sondern durch eine bevorzugt örtliche Lösung und Wiederabscheidung im Grundwasserschwankungsbereich horizontartig angereichert

Tab. 9 : Chemische Untersuchungsergebnisse des Profiles Geinsheim
(Mtbl. Oppenheim 6116; R 3455 620; H 5526 750)

Analytiker: Dr. Fastabend

Bezeichnung d. Probe	Eintauchtiefe im Gel in cm	pH (KCl)	Karbonate %	Org. Subst %	C : N	mval/100g Boden				Kationen in mval/ 100 g Boden				Lösl. Fe	Lösl. Al	Lösl. Si
						T - Wert	SK	H	Ca	Mg	K	Na				
101	5	7,1	4,9	3,6	9,3	35,0	37,4	0	34,2	2,2	0,5	0,5		1,13	0,48	0,34
102	20	7,1	3,7	2,5	8,6	36,5	37,5	0	34,2	2,5	0,3	0,5		1,15	0,41	0,43
103	40	7,3	12,4	1,6	11,5	32,9	35,0	0	32,2	2,3	0,2	0,3		0,93	0,95	0,52
104	60	7,3	46,4	0,9		17,0	21,5	0	20,0	1,0	0,2	0,3		0,48	0,48	0,34
105	120	8,1	14,1	0,1		5,8	7,4	0	6,8	0,1	0,1	0,4		0,27	0,11	0,15
														% Fe ₂ O ₃	% Al ₂ O ₃	% SiO ₂

werden. Eingehendere Untersuchungen zum Problem der Rheinweißbildung sollen jedoch einer späteren Bearbeitung vorbehalten bleiben.

Auf den Hochflutlehmsabsätzen ist eine intensive Bodenentwicklung bisher nicht erfolgt, wie auch der noch über das gesamte Profil verteilte Karbonatgehalt und die geringe Horizontierung hinlänglich beweisen. Die V-Werte liegen in allen Horizonten bei 100 %.

Die Entwicklungstendenz der vermutlich bereits primär humushaltigen Sedimente ging bei hochstehendem Grundwasser zunächst wohl in Richtung der Anmoorbildung. Nach stärkerer Absenkung des Grundwassers (Riedkultivierung) dürfte sich derzeit eine mehr terrestrische Bodenentwicklung vollziehen. GANSSEN und HARTH (1957, S. 217) bezeichnen diese Bildungen als "tschernosemartige Wiesenböden" oder auch als "Auenschwarzerden"; SCHÖNHALS (1954, S. 93) nimmt unter den gegenwärtigen Bedingungen eine Entwicklung zu "rendzinaartigen Auenböden" an.

3.1.3. Niederterrassen

Die fast über den gesamten Raum zwischen der Rheinaue (84 m über NN) und dem Gebirgsrand, mit Ausnahme der alten Neckarbetten, verbreitete Niederterrasse ist gegen das Hochflutbett durch eine meist scharfe, etwa 1 - 2 m hohe Geländekante (86 m über NN) deutlich abgesetzt. Der Terrassenkörper wird vorwiegend aus grauen bis rötlichgrauen, feinkörnigen, kalkhaltigen Sanden mit gelegentlichen Kieseinschaltungen aufgebaut. Auf weiten Flächen werden diese jungpleistozänen Sande von Flugsanddecken unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert. Auf diesen meist noch kalkhaltigen, äolischen Sedimenten entwickelten sich vornehmlich Braunerden unterschiedlichen Ausprägungsgrades. Ihre nähere

Charakterisierung erfolgt zusammen mit der Beschreibung der Flugsande.

Im Überflutungsbereich der zum Rhein hin gerichteten Bachläufe werden die Niederterrassensedimente von meist geringmächtigen, sandig-grusigen, gelegentlich auch lehmigen Hochflutabsätzen überdeckt.

Am östlichen durch Sprendlinger Horst und Odenwald begrenzten Grabenrand verzahnen sich die jungpleistozänen, fluviatilen Ablagerungen mit den nach Westen vorgeschütteten Schuttkegelsanden und Schottern der aus dem Bergland kommenden Bäche. Eine größere flächenhafte Verbreitung erreichen die feinkörnigen, von Schuttstreifen durchzogenen Sande im Gebiet westlich Darmstadt und in der Arheilger Bucht, wo sie die Rhein- und Neckarsedimente stellenweise in größerer Mächtigkeit überlagern.

3.2. Äolische Ablagerungen

3.2.1. Flugsande

Ein ausgedehntes, vorwiegend bewaldetes Flugsand- und Dünngebiet erstreckt sich im Raum Darmstadt-Zwingenberg zwischen dem heute verlassenen Bergsträßer Neckarlauf und dem Westabfall des Odenwaldes. Vielfach werden auch die weniger steilen Randhöhen des Gebirges noch von Flugsanden und Dünen meist lückenhaft überzogen. Durch die äußere Formenvielfalt der Einzeldünen sowie die meist regellose Anordnung auch größerer zusammenhängender Dünenzüge entsteht der Eindruck einer unruhig kuppigen Reliefgliederung. Steiler geböschte Dünen mit Hangneigungen zwischen 25 und 28° konnten in größerer Verbreitung östlich der alten Bergstraße zwischen Malchen und Eberstadt beobachtet werden. Diese frischen Umrißformen zeugen von einer vermutlich jungen Überprägung, besonders der höheren Teile der Dünenkomplexe.

Die Darmstädter Flugsande unterscheiden sich von den Mainflugsanden in Farbe, Korngröße und Kalkgehalt meist sehr deutlich. Besonders gekennzeichnet werden diese Sande durch einen bemerkenswert hohen Kalkgehalt, der im unverwitterten Material nicht selten 15 % überschreitet. Das Karbonat überzieht vorwiegend hülsenartig die Kornoberflächen, wodurch die hellgraue, gelegentlich auch gelbgraue Färbung der Flugsande hauptsächlich hervorgerufen wird. Größere Mengen des Karbonats werden durch zuweilen bis in tiefere Schichten vordringendes CO₂-haltiges Niederschlagswasser auch im unverwitterten Flugsand bereits wieder gelöst und bevorzugt an wasseraufnehmenden Pflanzenwurzeln abgeschieden.

Dadurch entstehen die knochenförmigen, oft bis zu Armdicke die Wurzeln umhüllenden Kalkgebilde, die auch "Osteokolle" oder "Beinbrech" genannt werden (SCHÖNHALS 1954, S. 78). Plattige Kalkanreicherungen kommen besonders in gut geschichteten Flugsanden häufiger vor, wo sie oft in mehrere cm starken Lagen übereinander auftreten und in der Form ihrer im Schnitt bänderartigen Ausbildung den Tonanreicherungsbindern in den Mainflugsanden ähnlich werden.

Im Vergleich zu den relativ grobkörnigen Mainsanden treten hier vorwiegend feinkörnigere Flugsande auf. Die vorherrschende Korngröße liegt zwischen 200 - 100 μ , die Schlufffraktion übersteigt nur selten 5 % des Gesamtanteils. Höhere Anteile der Fraktionen $>200 \mu$ kommen nur gelegentlich in einzelnen petrographisch auffallenden Schichten vor.

Die Oberflächen der durch HCl von den Karbonathüllen befreiten Quarzkörner sind häufig mehr oder weniger stark mattiert. Während in dem Bereich 0,1 - 0,5 mm rundliche Kornformen vorherrschen, wächst der Anteil eckig-splittriger Körner in den Fraktionen 0,1 mm stark an.

3.2.2. Der stratigraphische Aufbau der Dünen

Im Gegensatz zum Maingebiet liegen von dem Bergsträsser Flugsandvorkommen bereits mehrere eingehende stratigraphische Bearbeitungen vor. So konnten SCHOTTLER (1926) und O. DIEHL (1933) die Dünensande dieses Gebietes übereinstimmend in "ältere" und "jüngere" Flugsande, die durch eine auffallende Bodenbildung voneinander getrennt werden, untergliedern. Die von O. SCHMITT (1955) in neuerer Zeit durchgeführten stratigraphischen Untersuchungen brachten im wesentlichen eine Bestätigung der von den älteren Autoren vorgelegten Ergebnisse.

.

Tab.10: Korngrößenverteilung in Rhein- und Neckarflugsanden

Lokalität und Nr. der Probe	> 2,0 mm	2,0 - 1,0	1,0 - 0,5	0,5 - 0,2	0,2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,063	0,063 - 0,02	0,02 - 0,0063	0,0063 - 0,002	< 0,002	Md- Wert	So- Wert
1.) Dünengebiet s. Eberstadt, aus 0,5m u.o. 26/41	-	-	1,4	20,5	66,8	-	9,2	1,6	0,4	-	-	150	1,26
2.) Düne am Rotbühl sw. Wisthausen, aus 2,7m 12/1	0,1	1,0	1,1	26,2	58,1	-	12,2	-	1,1	-	-	155	1,32
3.) Bodeneinschlag w. Weiterstadt, aus 1,0m 52/50	-	-	0,4	26,7	62,18	-	8,0	2,32	-	-	-	159	1,29
4.) Düne 1km n. Malchen, aus 15m 11 / D2	0,3	0,78	2,23	43,1	43,8	-	4,5	3,0	2,1	-	-	185	1,31

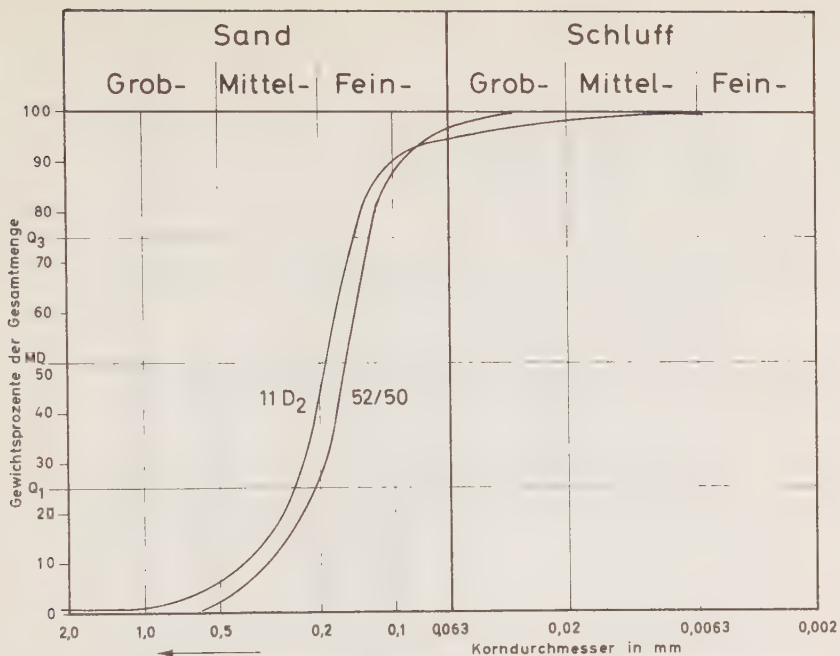


Abb 24: Graphische Darstellung (Summenkurven) der Korngrößenverteilung von Rhein- u. Neckarflugsanden. Auswertung s. Tab 10 u. Text.

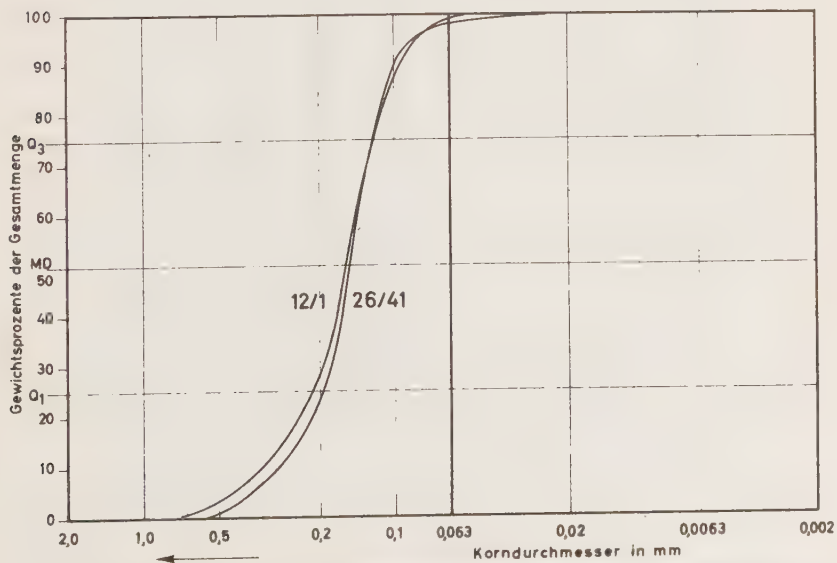


Abb 25: Graphische Darstellung (Summenkurven) der Korngrößenverteilung von Rhein- u. Neckarflugsanden. Auswertung s. Tab. 10 u. Text.

Wie das im folgenden beschriebene Profil jedoch zeigt, ergibt sich durch die Einschaltung einer bisher nicht bekannten fossilen Bodenbildung im jüngeren Flugsand die Möglichkeit einer weiteren Untergliederung.

Profil Zwingenberg, am Hundetressurplatz (Bl. Zwingenberg 6217; R 3471 350 : H 5510 850)

- | | | |
|-----------------------|------------------|--|
| 1) A _p | 0 - 20 (20 cm) | stark dunkelgrau-br. 10 YR 3/2, feinkörniger, schw. humoser Sand, stark durchwurzelt |
| 2) B _v | 20 - 62 (42 cm) | dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, anlehnmiger Feinsand, schwach kohärentes Gefüge, mit einzelnen humosen Schmitzen (Spargelkultur), anthropogen ge. ört |
| 3) C | 62 - 87 (25 cm) | gelblichbr. 10 YR 5/4, schwach gefleckter, feinkörniger Sand, leicht verkittet |
| 4) fB _{vt} | 87 -162 (75 cm) | dunkelbrauner 7,5 YR 4/4, anlehnmiger Sand, kohärentes Gefüge, von zahlreichen dunkelrötlichbr. 2,5 YR 2/4, lehmigen, stark gefältelten Sanubändern durchzogen |
| 5) fA _{1,Bt} | 162-302 (140 cm) | blaßbrauner Sand 10 YR 5/3, kohärentes Gefüge, durchzogen von zwölf 2 - 3 cm starken rötlichbr. 5 YR 4/4 stark gefältelten Tonanreicherungsbandern |
| 6) fB _t | 20-200 cm | gelblichroter 5 YR 4/6, lehmiger Sand, stellenweise stark rostgefleckt, kohärentes Gefüge, zuweilen schwach aggregiert in Form von Taschen und Zapfen bis 2 m tief in den Untergrund eingreifend |

7) Cn

graubrauner Taschenboden,
10 YR 5/2, feinkörniger,
gutgeschichteter Sand,
kalkhaltig, vereinzelt
starke osteokollartige
Kalkabscheidung

Die grauen, feinkörnigen, stark kalkhaltigen Sande im Liegenden des Zapfenbodens werden von den vorgenannten Autoren als die "älteren" Flugsande bezeichnet. Ihre Untergrenze und damit ihre Mächtigkeit lassen sich meist nur schwer angeben, da diese Flugsandfolge nach unten allmählich in einen von Kiesschnüren und Schuttstreifen durchzogenen Sandkomplex übergehen. Die häufig nur schwach gerundeten Gerölle von unterschiedlichem Durchmesser entstammen ausschließlich dem nahen kristallinen Odenwald. Während die Geröllagen zweifellos fluviatil entstanden sind, lassen sich bei der Sedimentation der feinkörnigen Sande äolische Einflüsse nicht ohne weiteres ausschließen. Offenbar treten besonders in diesem basalen Bereich beide Transportmedien noch in vielfache Wechselwirkung. Diese mit der im Maingebiet beobachteten kaum vergleichbaren Entwicklung der basalen Schichtfolge erklärt sich aus den großräumigen geologischen Verhältnissen am westlichen Odenwaldrand. Nach SCHOTTLER (1926, S. 191) bildeten sich vor dem Westrand des Odenwaldes mächtige Schuttkegel aus, die sich mit Rhein- und Neckarsedimenten ständig verzahnen. Im jüngeren Pleistozän erhoben sich die Schuttkegel allmählich über die fluviatile Aufschüttungsebene hinaus, so daß fortan Rhein- und Neckargerölle in den Schuttkegelsanden fehlen.

Im Laufe des Würm vereinigten sich schließlich die einzelnen Schuttfächer zu dem großen Darmstädter Schuttkegel (SCHMITT 1955, S. 84), der aus den älteren Schuttkegelsanden (SCHOTTLER 1926) aufgebaut wird. Während im Frühlglazial die aquatischen Sand- und Geröllverlagerungen vermutlich vorherrschten, kehren

Tab. 11 : Chemische Untersuchungsergebnisse des Profiles Zwingenberg
(Mtbl. Zwingenberg 6217; R 3471 350 : H 5510 850)

Analytiker: Dr. Fastabend

Bezeichnung der Probe	Entnahme- tiefe im Gel. in cm	pH (KCl)	Karbonate		C : N	mval / 100g Boden		Kationen in mval / 100 g Boden					Lösl.	Lösl.	Lösl.
			%	%		T-Wert	SK	H	Ca	Mg	K	Na	Fe	Al	Si
3	30	7,0	0	0,3		5,0							0,52	0,48	0,21
4	80	6,8	0,1	0,2		2,7							0,55	0,37	0,25
5	120	7,1	0,1	0,3		6,2	7,2	1,3	5,4	0,3	0,1	0,1	0,66	1,04	0,50
6	125	6,7	0,2	0,2		3,2							0,57	0,47	0,25
7	130	6,6	0,1	0,2		15,4	16,0	1,6	12,6	1,2	0,3	0,3	1,68	1,67	0,78
8	180	7,5	15,9	0,1		2,6							0,47	0,21	0,21
													% Fe ₂ O ₃	% Al ₂ O ₃	% SiO ₂

sich im Hoch- und Spätglazial die Verhältnisse allmählich um, bis die äolische Sedimentation überwiegt und reine Flugsande zur Ablagerung kommen.

SCHOTTLE (1926, S. 193) und SCHMITT (1955, S. 84) nehmen an, daß die kalkhaltigen Schuttkegelsande ehemals als Flugsande aus Rhein- und Neckarterrassen ausgeblasen und von Westwinden in den Odenwald hineingeweht wurden. Von dort sollen sie dann zusammen mit Odenwaldgeröllen vermischt teilweise wieder abgeschwemmt und vor dem Gebirgsrand in den Schuttfächern abgelagert worden sein. Trifft diese Deutung zu, so erhalten wir damit einen weiteren Hinweis auf die bereits sehr frühzeitig einsetzende Flugsandverwehung in diesem Gebiet. Das Fehlen deutlicher Zeitmarken in den tieferen Schichten läßt sich leicht damit erklären, daß auf der exponierten Oberfläche der Schuttfächer ständig neue Umlagerungen der leichtbeweglichen Sande erfolgte, wodurch mögliche Anzeichen schwacher interstadialer Bodenbildungen leicht wieder verwischt wurden.

3.2.2.1. Der Zapfenboden

Auf den älteren Flugsanden hat sich ebenso wie auf den in gleichem Niveau gelegenen Schuttkegelsanden eine eigenartige, für kalkhaltige Sande dieses Raumes aber geradezu typische Bodenentwicklung vollzogen; ein rötlichbraun gefärbter, 30 - 80 cm mächtiger Tonanreicherungshorizont greift in Form von Zapfen und Taschen bis zu 2 m tief in den unverwitterten Untergrund ein. Hin und wieder läßt diese Bodenbildung in den Profilen eine deutliche Zweiteilung in einen mächtigeren, weniger bindigen, zuweilen auch gefleckten oberen und einen stärker verlehnten unteren

Horizontabschnitt erkennen. Besonders mächtig wird der von SCHOTTLER (1926, S. 177) auch als "Brandletten" bezeichnete Horizont in den tief nach unten greifenden Zapfen und Taschen. Während die häufig schalig aufgebauten Randzonen der Taschen stets durch eine größere Bindigkeit gekennzeichnet werden, wird das Innere dieser Gebilde meist von hellbraunem, sandigem, stark gebändertem, kalkfreiem Material ausgefüllt.

Genetisch wird diese eigenartige Form der Bodenbildung verschieden gedeutet.

SCHOTTLER (1926, S. 182) nimmt an, daß eine zunächst einheitliche, braunerdeartige Bodenbildung eine spätere Umwandlung erfahren hat. Danach sollen aus dem oberen Profilabschnitt Eisenhydroxyd und Tonteilchen ausgewaschen und an der Basis in der sogenannten "Brandlettenzone" wieder angereichert worden sein. Er vergleicht diesen Vorgang mit einer durch sauren Auflagehumus bedingten, schwachen Ortsteinbildung.

Nach der von WAGNER (1952, S. 173) und SCHMITT (1955, S. 82/83) vertretenen Auffassung handelt es sich bei diesen Taschen und Zapfen dagegen um Verlehmungszonen entlang ehemaliger Baumwurzeln. Sie gehen dabei offenbar von der Vorstellung aus, daß sich in den Wurzelröhren bevorzugt Leitbahnen für das eindringende Sickerwasser ausbilden konnten, was zu einer häufigeren und stärkeren Durchfeuchtung und damit zu einer verstärkten Karbonatlösung in diesem Bereich führte. Nach Weglösung der Karbonate kam es im weiteren Verlauf zu einer durch die Einwirkung organischer Säuren noch

gesteigerten Verwitterung in der Wurzelzone, was allmählich zu einer intensiven Verlehmung führte.

Die Bildung eines solchen Verlehmungshorizontes wäre demnach an das Vorhandensein einer möglichst dichten Waldvegetation gebunden, an klimatische Bedingungen also, wie sie vermutlich erst mit dem beginnenden Postglazial gegeben waren. Wie erklärt sich dann aber, daß diese Bodenbildung in ihrer räumlichen Verbreitung ausschließlich auf kalkhaltige Sande beschränkt bleibt; denn in den kalkfreien Flugsanden des Maingebietes fehlt dieser auffällige Tonanreicherungshorizont völlig. Dagegen ist er auch in kleinen, isolierten Vorkommen kalkhaltiger Sande stets anzutreffen. Folgt man der Auffassung von WAGNER und SCHMITT, so würde das bedeuten, daß rein selektiv lediglich die kalkhaltigen Sedimente zu jener Zeit bewaldet waren. In einem Raum mit weitgehend gleichartigen Klimabedingungen dürfte sich jedoch eine ausschließlich materialbedingte pflanzliche Standortgliederung nur schwer begründen lassen, zumal auch das gegenwärtige Vegetationsbild keinen Hinweis für eine solche Annahme bietet.

Ergeben sich schon aus diesen allgemeinen Erwägungen verschiedene Einwände gegen eine stärkere Verlehmung im Sinne von WAGNER und SCHMITT, so sprechen auch die im Dünnschliff erkennbaren mikromorphologischen Merkmale gegen eine solche Deutung.

Das sehr gleichkörnige Skelettmaterial des Tonanreicherungshorizontes wird gekennzeichnet durch einen hohen Anteil verwitterbarer

Silikatminerale. Neben Quarz und Quarzit als Hauptgemengteilen treten besonders zahlreich Plagioklas, Orthoklas, Hornblende, Granat, Muskowit und Biotit als Nebengemengteile auf. Die Silikate erscheinen stets vollkommen frisch. Das Fehlen jeglicher erkennbarer Verwitterungsspuren auch in den Randpartien der leichter angreifbaren Silikate läßt aber darauf schließen, daß eine intensive Verlehmung nicht in dem geforderten Maße erfolgt sein kann. In Anlehnung an die bereits von SCHOTTLER (1926) geäußerte Vermutung wäre demnach die deutliche Tonanreicherung in diesem Horizont im wesentlichen auf Einwaschung größerer Mengen von Feinsubstanzen aus höheren Profiltteilen zurückzuführen. Ob diese Tonverlagerung allerdings auf der Umbildung einer bereits vorhandenen Braunerde beruht, mag zunächst dahingestellt bleiben. Dagegen erscheint es nicht ausgeschlossen, daß es sich bei einem Teil der Tonsubstanz um bei der Karbonatlösung entstandene braunlehmartige Rückstandsbildungen handelt.

Im Schliffbild werden die Kornoberflächen des einheitlich feinkörnigen Skelettmaterials gleichmäßig von dünnen Hüllen orientiert angelagerter, feindisperser Tonsubstanz überzogen. Freie Intergranularräume sind noch reichlich vorhanden, so daß die Lösungsbewegung zwar gehemmt wird, aber noch möglich ist. Häufig wurden die Tonanlagerungen von Eisenhydroxydlösungen saumartig imprägniert. Diese Fe-Verbindungen wurden vermutlich ebenso wie die Tonsubstanz durch Sollösungen infiltriert; eine Entstehung am Ort scheidet aus.

Dünnschliffaufnahmen

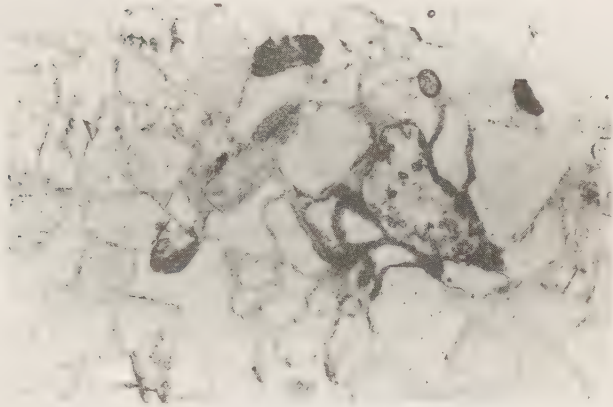


Abb. 26: Ton-Eisenanreicherungshorizont (Zapfenboden) in Rhein- und Neckarflugsd. Auf Kornoberflächen und in Kornwinkeln Anlagerung feingeschichteter Tonsubstanz; dunkle Partien (rechte Bildseite) sekund. Fe-Imprägnationen. M 125:1 Aufn. Altm. 90/1

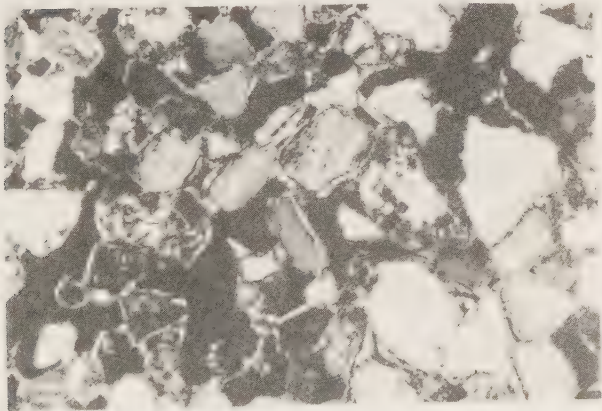


Abb. 27: Aufnahme wie Abb. 26 bei + N. Die angelagerte kolloidale Tonsubstanz zeigt deutliche Orientierungsdoppelbrechung. M 125:1 Aufn. Altm. 2/3

Nachdem somit als Ursache der Tonanreicherung im wesentlichen Einschlämmungsvorgänge erkannt werden konnten, bleibt die Entstehung des merkwürdigen Formenbildes dieses Horizontes zu klären.

Wie bereits eingangs erwähnt, zeichnet der fB_t-Horizont die Grenze von kalkhaltigem zu kalkfreiem Dünenand scharf nach. Die starke Wellung und Fältelung dieser Grenzlinie dürfte sich einfach damit erklären lassen, daß die Kalklösungsfront mit unterschiedlicher Geschwindigkeit, bedingt durch Materialunterschiede, nach unten fortschritt. Man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß es sich hierbei um Verkarstungserscheinungen in sandigen Lockersedimenten handelt. Die starke Tonanreicherung über dieser unregelmäßigen Grenzfläche beruht vermutlich auf einer sowohl mechanischen als auch chemischen Filterwirkung der kalkhaltigen Sande auf die mit Feinsubstanzen beladenen, nach unten sickern den Niederschlagswässer. Durch diese gleichsam als Stauschicht wirkende Karbonatgrenze wird aber eine über einen größeren vertikalen Bereich auseinandergezogene Bänderung verhindert. Dies möge am Beispiel eines Dünenprofils am Seehof südlich Lorsch verdeutlicht werden.

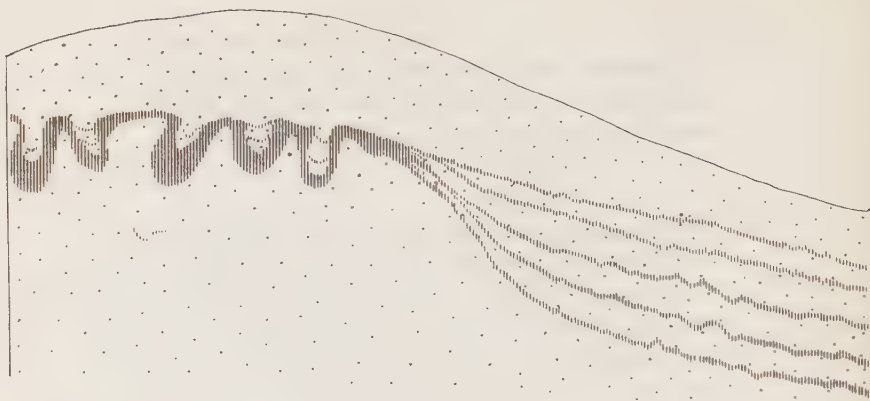


Abb. 28: Dünenprofil am Seehof südl. Lorsch. Erl. s. Text.

In diesem Profil löst sich der im Scheitel der Düne entwickelte fB_t -Horizont auf der Dünenflanke in zahlreiche, dünne Einzelbänder auf. Die Grenze dieser Bänderflugsande zu den liegenden, kalkhaltigen Dünensanden wird in diesem Bereich durch eine lediglich noch leicht gewellte und schwach rostgefleckte Übergangszone gebildet.

Auf Grund zahlreicher Beobachtungen könnte diese unterschiedliche morphologische Entwicklung des fB_t -Horizontes in den Dünen genetisch vielleicht in folgender Weise gedeutet werden:

Die ehemals bis zur Oberfläche kalkhaltigen Dünen wurden durch das bevorzugt auf den Flanken ablaufende Niederschlagswasser an den Unterhängen stärker durchfeuchtet, was in diesem Bereich zweifellos zu einer erhöhten Karbonatlösung führte. Beschleunigend

auf die Entkalkungsvorgänge wirkten im vorliegenden Falle vermutlich die relativ grobe Körnung des Materials (erhöhte Selbstdränung) sowie ein gegenüber den Darmstädter Flugsanden zuweilen wesentlich geringerer primärer Karbonatgehalt. In diesem in verhältnismäßig kurzer Zeit bis in größere Tiefe entkalkten Substrat konnte sich dann bei der nachfolgend einsetzenden Tondurchwaschung an den Unterhängen eine ausgesprochene Bänderbildung vollziehen, während auf den nur bis in geringe Tiefe kalkfreien Dünenscheiteln ein einheitlicher Tonanreicherungs-horizont entstand.

Entscheidend dafür, ob es zur Ausbildung einer Bänderzone (A_1B_t) oder aber eines geschlossenen B_t -Horizontes kommt, wäre demnach in erster Linie die jeweilige Mächtigkeit des kalkfreien, sandigen Substrates bei Beginn der Tondurchschlämmung.

Diese auch in anderen Aufschlüssen mehrfach beobachtete bänderartige Auflösung des fB_t -Horizontes macht deutlich, daß es sich bei dieser Bildung nicht um einen selbständigen Verwitterungshorizont im Sinne einer fossilen Bodenoberfläche handeln kann, wie dies auf Grund älterer Beschreibungen vielleicht vermutet werden könnte. Die Tonanreicherungszone stellt vielmehr einen echten B_t -Horizont einer fossilen Sandparabraunerde dar, wobei die hangenden Flugsande als die Reste des ehemaligen Auswaschungshorizontes und im Falle der Bänderung gleichzeitig auch als Anreicherungs-horizont (A_1B_t) anzusprechen sind. Daß diese gebänderten Sande in den meisten

Fällen eine stratigraphische Einheit mit dem fB_t -Horizont bilden, geht sehr deutlich aus den Lagerungsverhältnissen eines derzeit erschlossenen Profils an der Straße Hähnleins-Alsbach hervor. Der Verlauf des fB_t -Horizontes zeichnet hier ein altes Relief nach, das offensichtlich viel stärker gegliedert war als die gegenwärtige Dünenoberfläche. Die in dem hangenden Komplex ausgebildeten Bänder laufen mit dem Tonanreicherungshorizont meist parallel und zeigen auch sonst in ihrer räumlichen Anordnung keinerlei Abhängigkeit von der heutigen Dünenoberfläche.

Aus dem Profilaufbau geht weiterhin klar hervor, daß unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen in den Dünen sowohl die Entkalkung als auch die nachfolgende Tonverlagerung offensichtlich nur sehr langsam fortschreiten.

Die hellbraunen, vorwiegend gebänderten Flugsande unterscheiden sich neben der Farbe vor allem durch ihren meist fehlenden oder aber nur sehr geringen Kalkgehalt (0,1 - 0,5 %) von den liegenden, grauen Sanden. Die gefalteten Tonanreicherungsbänder erreichen in den meist schichtungslosen Dünenanden eine Dicke von 3 - 8 cm. In ihrer Materialzusammensetzung weichen sie nur unwesentlich von dem unterlagernden Taschenboden ab.

3.2.2.2. Die Bänderbraunerde

Der fA_1B_t -Komplex wird nach oben durch eine schwach entwickelte, mittelgründige Braunerde abgeschlossen. Das besondere Merkmal dieser Bodenbildung besteht in einer deutlichen Bän-

derung des fB_v -Horizontes, wobei das erste Band stets unmittelbar unter der Oberfläche des Verbraunungshorizontes einsetzt. Nach dem äußeren Erscheinungsbild zu schließen, wurde hier eine bereits vorhandene Verwitterungsbildung nachfolgend durch eine vermutlich unter geänderten Klimabedingungen in anderer Richtung ablaufende Bodenentwicklung stark überprägt. Makroskopisch ist nicht zu entscheiden, welche dieser beiden verschiedenartigen Bildungen als die primäre anzusprechen ist. Diese Frage der genetischen Deutung soll zusammen mit dem Bänderproblem diskutiert werden.

Im übrigen entspricht diese Verbraunungszone, deren Untergrenze meist nur schwach gewellt ist, in ihren morphologischen Merkmalen weitgehend den Braunerden auf den Mainflugsanden.

Entsprechend einem Karbonatgehalt von noch 0,1 % zeigt der Boden eine neutrale Reaktion. Der hohe Sättigungswert (95 %) dieses Substrates wird im wesentlichen bedingt durch die Sättigung des Sorptionskomplexes durch Ca-Ionen. Die Prozentgehalte an leichtlöslichen Fe_2O_3 , Al_2O_3 und SiO_2 entsprechen den auch in rezenten Braunerden gefundenen Werten. Eine bemerkenswerte Anreicherung oder Verlagerung von Fe, Al und Si ist nicht erfolgt.

3.2.2.3. Die jüngsten Flugdecksande

Über der gebänderten Braunerde folgen meist mit geringer Mächtigkeit die jüngsten Dünen-sande. Die gelblichbraunen, kalkfreien, meist locker gelagerten Sande unterscheiden sich von den liegenden Bänderflugsanden meist nur

sehr unwesentlich, so daß es schwierig sein dürfte, im aufschlußlosen Gelände beide Flugsandkomplexe voneinander zu trennen. Eine deutliche Bodenbildung ist in diesem die heutige Dünenoberfläche bildenden Material nur gelegentlich an exponierten Stellen zu beobachten. Dagegen deutet sich ebenso wie im Maingebiet in 50 - 80 cm Tiefe eine beginnende undeutliche Bänderbildung an.

3.3. Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet

An das Bergsträßer Flugsandvorkommen schließen sich nach Süden zwischen Lorsch und Viernheim mehrere Dünenzüge an. Trennend zwischen beide Dünengebiete schieben sich die breiten Schlingen des ehemaligen Bergsträßer Neckars, der seinen Lauf zwischen Zwingenberg und Hahn mit einer leichten Umbiegung nach Nordwesten vom Gebirgsrand weg mehr in die Ebene verlegte. Während so das Bergsträßer Dünengebiet östlich des alten Neckarlaufes liegt, erstrecken sich die Flugsandvorkommen zwischen Lorsch und Viernheim westlich dieser heute verlandten Neckarbetten.

Dieses südliche Flugsandgebiet besteht im wesentlichen aus zwei parallelen, in nordsüdlicher Richtung verlaufenden Dünenzügen. Das Querprofil der bis zu 10 m hohen Flugsandaufwehungen wird hier durch eine auffallende Asymetrie gekennzeichnet. Einem allmählichen Anstieg von Westen her folgt ein meist steiler Abfall nach Osten. Diese morphologische Form der Dünen mit ausgeprägten Luv- und Leehängen deutet auf vorwiegend westliche bis südwestliche Winde bei der Dünenbildung hin. Allerdings dürfte die östliche Flanke durch Flußerosion (Neckar, Weschnitz) gelegentlich etwas übersteilt sein.

Am Aufbau der Dünen beteiligen sich vorwiegend fein- bis mittelkörnige, kalkhaltige Flugsande. Von den Darmstädter Sanden unterscheiden sie sich zuweilen durch einen höheren Anteil der Fraktionen 0,2 - 0,5 mm und durch einen meist geringen Kalkgehalt. Nach den Untersuchungen von SCHOTTLE (1906, S. 81) beteiligen sich an der Zusammensetzung der äolischen Sedimente neben Rheinsanden in stärkerem Maße auch feinkörnige Neckarsande. Die Profilgliederung der Dünen unterscheidet sich nicht wesentlich von der des Bergsträßer Flugsandgebietes. Lediglich bei geringem primären Karbonatgehalt kam es im Verlauf der nach der Ca-Fortführung einsetzenden Tondurchschlammung zu einer verstärkten

Bänderung vorwiegend auf den Dünenflanken.

3.4. Das Alter der Schichten

In den zahlreichen von uns untersuchten Profilen der Bergsträßer und der Lorsch-Viernheimer Flugsandgebiete konnten vulkanische Einlagerungen oder deren Verwitterungsprodukte nicht beobachtet werden, so daß infolge des Fehlens dieser wichtigen Zeitmarken der Einstufung der übrigen Verwitterungsbildungen erhebliche Schwierigkeiten entgegenstehen. Ein unmittelbarer Vergleich mit den Mainflugsandprofilen wird darüber hinaus durch die materialbedingte verschiedenartige Profilgestaltung noch zusätzlich erschwert. Da die verschiedenen Flugsandvorkommen jedoch in einem sowohl morphologisch-klimatisch als auch paläozoogeographisch regional einheitlich gestalteten Raum verbreitet sind, dürfte es sich bei den charakteristischen Bodenbildungen trotz morphologischer Unterschiede im Profilaufbau um zumindest annäherungsweise zeitgleiche Bildungen handeln.

Der im Gegensatz zu den Mainflugsanden wenig gegliederte Basiskomplex der südlichen Flugsandgebiete erlaubt keine sichere stratigraphische Einstufung. Durch die wiederholten Einschaltungen von Kies- und Gerölllagen in die Flugsande ist ein gewisser Hinweis auf vermutlich kühlfeuchte Entstehungsbedingungen gegeben, auf Klimaverhältnisse also, wie sie allgemein für die frühwürmglaziale Entwicklung angenommen werden.

Mit dem Zurücktreten der gröberen Schwemmlagen im höheren Teil der grauen Flugsandwechselfolge deutet sich ein allmählicher Übergang zu mehr kalt-ariden Klimaverhältnissen an. Die Hauptmasse der Flugsande dürfte in den südlichen Dünengebieten ebenso wie im Maingebiet in dem durch ein kalt-trockenes Klima gekennzeichneten Hochglazial der Würmeiszeit gebildet worden sein. Die intensive Flugsandverwehung wurde schließlich durch eine erste Bodenbildungs-

phase, die zur Entwicklung des Taschenbodens führte, vermutlich für längere Zeit unterbrochen.

Über den Beginn der im vorstehenden Abschnitt eingehend beschriebenen Bodenbildungsprozesse gehen die bisherigen Angaben weit auseinander.

SCHMITT (1955, S. 84), der die taschenbodenartige Profilgestaltung dieser Verwitterungsbildung auf den Einfluß einer Waldvegetation zurückführt, hält eine allerödzeitliche Entstehung für wahrscheinlich, da für diese Zeit erstmals mit einer geschlossenen Wiederbewaldung seit dem letzten Interglazial zu rechnen sei.

Dagegen fordert WAGNER (1952, S. 171 ff) auf Grund eingehender Profilstudien in einem bronzezeitlichen Gräberfeld am Rande einer kleinen Düngengruppe südwestlich Wixhausen ein wesentlich jüngeres Alter für diese Bodenbildung. Er konnte nämlich wiederholt beobachten, daß bronzezeitliche Skelette von größeren Zapfen eines Tonanreicherungshorizontes unter Zerstörung der Knochen durchsetzt wurden. Daraus schließt WAGNER auf eine nachbronzezeitliche Entstehung dieses, auch nach ihm durch den Einfluß von Baumwurzeln gebildeten, "Verlehmungshorizontes" und kommt schließlich zu dem Schluß, "daß der Mensch der Bronzezeit noch in der Zeit der Bildung des älteren Flugsandes der Rheinebene lebte".

Da diese Datierung durch die zeitlich gut einstufbaren Skelettfunde zumindest an dieser Stelle als gesichert gelten kann, kommt ihr gegenüber der Annahme von SCHMITT zunächst eine größere Bedeutung zu. Nach allem, was wir aber bisher über die Flugsandbildung und die Bodenentwicklung im regionalen Rahmen erfahren haben, fügt sich diese außerordentlich junge Einstufung des Taschenbodens nur schlecht in das stratigraphische Gesamtbild. Es war daher zu prüfen, ob diese Datierung von WAGNER für die Dünenvorkommen allgemein übernommen werden konnte. Dabei zeigte sich nun, daß diese Tonverlagerungsprozesse offensichtlich nicht ausschließlich

einem bestimmten Zeitabschnitt zugeordnet werden können. So wurde kürzlich bei einer Grabung des Amtes für Bodendenkmalpflege (Darmstadt) in der Fasanerie Dornberg zufällig eine jungsteinzeitliche Grube angeschnitten, die deutlich erkennbar in den bereits vorhandenen Taschenboden eingetieft war. Weiterhin konnten wir in Sandgruben südlich der Dünengruppe bei Wixhausen beobachten, daß der Taschenboden diskordant von geringmächtigen Soliflukationsdecken überlagert wurde. Die Entstehung solcher flächenhaft ausgedehnter, solifluidaler Schuttdecken kann jedoch nur unter Verhältnissen erfolgen, wie sie in unserem Raum allenfalls noch stellenweise zur jüngeren Tundrenzeit geherrscht haben dürften. Bei Wixhausen wäre damit die Taschenbodenbildung bereits im Laufe des Spätglazials erfolgt.

Damit dürfte sich die durch vorgeschichtliche und geologische Befunde eindeutig belegte Verschiedenartigkeit der Tonverlagerungsprozesse nur so erklären lassen, daß dieser Taschenboden als typische Bodenbildung auf primär kalkhaltigem, sandigem Substrat unter gegebenen Bedingungen zu verschiedenen Zeiten entstehen konnte. Es ist mit einiger Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß Tonverlagerungsprozesse bereits im Spätglazial einsetzten und damit die Bänderbildung in den Maindünensanden und die Taschenbodenbildung in den südlichen Gebieten, beide genetisch vergleichbar, sich auch stratigraphisch teilweise entsprechen würden.

Wielange diese Bodenbildungsprozesse, die auch im südlichen Gebiet in den überlagernden Flugsanden zuweilen zur Bänderung führten, andauerten, ob sie zeitweise von Deflations- und nachfolgenden erneuten Sedimentationsvorgängen zeitweise unterbrochen wurden, war aus dem Profilaufbau nicht zu ersehen.

Eine deutliche, allerdings nur relative Zeitmarke erhalten wir erst wieder durch die Bänderbraunerde. Ihr morphologischer Aufbau (ohne Bänder) gleicht im wesentlichen dem der

Braunerde in den Mainflugsanden, woraus vielleicht auf eine gleichzeitige, mit dem Boreal einsetzende, Entstehung geschlossen werden könnte.

In junger geschichtlicher Zeit (6. - 7. Jahrh. n. Chr.) kam es dann hier wie im Maingebiet zu einer wohl letztmaligen, erneuten kräftigen Überwehung. Möglicherweise entspricht der schwachen Bänderbildung in den jüngsten Mainflugsanden die von WAGNER beobachtete Taschenbodenbildung auf den kalkhaltigen Dünensanden von Wixhausen.

Damit zeigt sich, wie wir abschließend feststellen können, daß trotz unterschiedlicher Profilgestaltung gewisse Korrelationsmöglichkeiten zwischen den Dünenprofilen des Maingebietes und denen des südlichen Flugsandgebietes bestehen. So dürften sich Bänderbildung und Taschenbodenbildung sowohl genetisch als auch zeitlich durchaus entsprechen. Das Postglazial war in beiden Gebieten wahrscheinlich durch eine intensive Braunerdebildung gekennzeichnet, während sich mit Beginn der geschichtlichen Zeit wieder eine stärkere Tendenz zur Tonverlagerung bemerkbar machte.

4. Die Flugsandvorkommen des Sprendlinger Horstes

Den östlichen Grenzraum des Untersuchungsgebietes bildet der von den Ausläufern des Odenwaldes nach Norden vorspringende schmale Rücken des Sprendlinger Horstes. Morphologisch tritt der aus Gesteinen des Rotliegenden aufgebaute Höhenrücken nur wenig hervor. Die hügelige, durch breite Täler stärker gegliederte Oberfläche erreicht eine Durchschnittshöhe von 140 - 160 m über NN und liegt damit etwa 40 - 60 m über der sich nach Westen anschließenden Oberrheinischen Tiefebene.

In den infolge der geringen Reliefunterschiede nur schwach eingeschnittenen Bachtälern sind die meist geringmächtigen rein fluviatilen Ablagerungen auf schmale Randsäume der kleinen Gewässer beschränkt. Die schwach ansteigenden Flanken der Muldentäler werden von Solifluktsdecken unterschiedlicher Mächtigkeit überzogen.

Die in größerer flächenhafter Verbreitung auftretenden äolischen Ablagerungen des Sprendlinger Horstes bestehen ebenso wie in der Ebene ausschließlich aus Flugsand. - Löss konnte innerhalb des gesamten Gebietes nicht nachgewiesen werden. -

Der Flugsand wurde besonders auf den Flanken der sich sowohl nach Osten zur Hanau-Seligenstädter Senke als auch nach Westen zum Oberrheintalgraben hin öffnenden breit ausgeräumten Bachtäler häufig zu wallartigen Dünen aufgeweht. Die äolischen Sedimente liegen an exponierten Stellen häufig unmittelbar dem Anstehenden auf.

Gut erschlossen sind diese Dünensande in einer größeren Sandgrube westlich Urberach. Der als "Häsengebirg" bezeichnete schmale Dünenzug erstreckt sich hier über eine Länge von etwa 400 m in nahezu ostwestlicher Richtung auf dem schwach geneigten nördlichen Talhang des breiten Rodau-Tales.

Die aus aufgearbeiteten Rotliegend-Sedimenten ausgewehten Flugsande sind meist auffallend rötlichbraun gefärbt, was auf die meist noch geschlossene, dünne Tonumhüllung der Einzelkörner zurückzuführen ist. In der Korngrößenzusammensetzung ergeben sich im Vergleich zu den Mainflugsanden keine wesentlichen Unterschiede. Das Maximum in der Kornverteilung liegt auch hier zwischen 0,2 - 0,5 mm. Daß die Flugsande ursprünglich nicht völlig kalkfrei waren, beweisen die häufig zu beobachtenden, über das gesamte Profil verteilten, dünnen osteokollartigen Kalkabscheidungen.

Der stratigraphische Aufbau dieser Dünen stimmt mit der im Maingebiet erkannten Schichtfolge weitgehend überein. Lediglich die basale Schichtfolge scheint hier im Gegensatz zum Normalprofil unvollständig ausgebildet, was jedoch auch auf späteren, durch die exponierte Lage zweifellos begünstigten, Umlagerungen verbunden mit Abtragungsvorgängen in den tieferen Schichten beruhen kann.

Eine besondere stratigraphische Bedeutung erlangt in diesem Aufschluß das Deckschichtenprofil durch die Einlagerung einer holzkohleführenden Brandschicht im Hangenden der fossilen Braunerde.

■

Das nachstehende Profil wurde an der östlichen Aufschlußwand aufgenommen (Bl. Langen 6018; R 3483 100 : H 5537 350):

- | | | | |
|----------------------------------|---------|--------|--|
| 1) A | 0 - 2 | (2 cm) | dunkelgrau-br. 10 YR 4/2 Sand, locker, stark durchwurzelt |
| 2) B _v | 2 - 9 | (7 cm) | dunkelbr. 10 YR 4/4 Sand, locker, durchwurzelt |
| 3) f ₁ A | 9 - 12 | (3 cm) | dunkelgrau-br. 10 YR 4/2 Sand, schwach humos, zahlreiche feine Wurzelreste |
| 4) f ₁ B _v | 12 - 20 | (8 cm) | 1. w. wie 2) |
| 5) f ₂ A | 20 - 22 | (2 cm) | 1. w. wie 3) |
| 6) f ₂ B | 22 - 26 | (4 cm) | 1. w. wie 2) |
| 7) f ₃ A | 26 - 29 | (3 cm) | 1. w. wie 3) |

- | | | |
|-------------------|-------------------|--|
| 8) f_{3B_v} | 29 - 57 (28 cm) | brauner 10 YR 5/3, feinkörniger Sand bis anlehmiger Sand, stellenweise schwach hellbraun gefleckt, kohärentes Gefüge
scharfer Übergang zu |
| 9) | 57 - 71 (14 cm) | schwärzlicher, feinkörniger Sand, stark humos, durchsetzt mit zahlreichen Holzkohlestückchen |
| 10) $f_{4B_{v1}}$ | 71 - 101 (30 cm) | brauner 7,5 YR 5/6, feinkörniger, anlehmiger Sand, schwach kohärentes Gefüge (Braunerde) |
| 11) $f_{4B_{v2}}$ | 101 - 127 (26 cm) | gelblichbr. 10 YR 6/4, schluffig-lehmiger Sand, weich, schmierig |
| 12) CB_t | 137 + | rötlichbr., feingeschichteter Sand mit dünnen Tonanreicherungsbandern |

Das nach der C^{14} -Methode bestimmte Alter der Holzkohle beträgt 1360 ± 90 Jahre vor 1950. Die überlagernden jüngsten Flugsande können also erst in der Zeit nach 600 n. Chr. aufgeweht worden sein. Da die Brandschicht der Verbraunungszone, die altersmäßig der Raunheimer Braunerde entsprechen dürfte, unmittelbar aufliegt, wird damit die bereits bei der Besprechung der Mainflugsande geäußerte Vermutung einer stärkeren Flugsandbildung in historischer Zeit vollauf bestätigt.

Daß es aber auch in jüngster Zeit noch zu gelegentlichen schwachen Verwehungen kam, wird durch die Einschaltung mehrerer dünner, humoser Horizonte in den oberen 40 cm des Profils deutlich bewiesen. Bei diesen humosen Lagen dürfte es sich nämlich um ehemalige, geringmächtige A-Horizonte handeln, die durch zeitweise wiederauflebende und vermutlich bis in die Gegenwart fortwirkende lokale Flugsandverwehungen überdeckt wurden.

Diese gelegentlichen Überwehungen werden vermutlich stets dann ausgelöst, wenn zumindest stellenweise die spärliche Vegetation auf den Dünen beseitigt wird. In unserer Zeit muß diese Vegetationszerstörung wohl in den meisten Fällen auf menschliche Einwirkung zurückgeführt werden. Dieses Profil liefert damit einen weiteren Beweis dafür, daß auch unter den heutigen Klimabedingungen bei einer Beseitigung der Vegetation die Flugsandbildung sofort wieder in Gang kommen kann.

5. Das Bänderproblem

Äolische und zuweilen auch oberflächennah fluviatile Sedimente des nördlichen Oberrheintalgrabens zeigen häufig eine charakteristische, rötlichbraune Bänderung, worauf bei der Besprechung der stratigraphischen Einheiten im einzelnen bereits hingewiesen wurde. Im folgenden Beitrag wollen wir uns vor allem mit dem bisher noch umstrittenen Bildungsmechanismus dieser Bänder und der Möglichkeit ihrer stratigraphischen Einstufung befassen.

Unter Bänderung, das sei vorausgeschickt, sollen im folgenden stets durch stoffliche Verlagerungsvorgänge sekundär gebildete Anreicherungszone und nicht etwa eine durch primäre Sedimentationsunterschiede entstandene Schichtung (z. B. Warven, Liniensalze usw.) verstanden werden.

Bänderbildung in Gesteinen ist eine weitverbreitete Erscheinung und kann in den verschiedensten Abwandlungsformen beobachtet werden. Besonders eindrucksvolle Beispiele von Bänderung finden wir in den vielfach zu Schmucksteinen verarbeiteten Achaten. In diesen vorwiegend in Hohlräumen von Rotliegend-Intrusiva vorkommenden kieseligen Abscheidungen tritt uns diese Erscheinung in ihrer wohl vollkommensten Ausbildung entgegen. Schon frühzeitig befaßten sich neben Geologen vor allem auch Chemiker mit der Erforschung der Entstehungsbedingungen dieser auffallenden Gebilde.

Allen voran ist hier wohl R. E. LIESEGANG zu nennen, dessen zahlreiche Arbeiten auf diesem Gebiet zur Klärung des Bänderproblems wesentlich beitrugen.

LIESEGANG (1913, 1915 und 1924) kommt auf Grund zahlreicher Modellversuche zu der Überzeugung, daß diese Bänderungen nur durch rhythmische Niederschlagsbildungen infolge chemischer Fällungen entstanden sein können. Eine eindrucksvolle Darstellung dieser

Art der Bänderbildung gibt er in seiner Abhandlung über die Achate (1915, S. 9), wo gezeigt wird, wie sich durch die Ausscheidung von Silberchromat aus einer übersättigten Lösung Anreicherungszoneen bilden, die durch chromatfreie Zwischenschichten voneinander getrennt sind. Als geologisches Beispiel zu diesen Versuchen führt LIESEGANG (1915, S. 12/13) den Münzenberger Sandstein (Oberhessen) an, der durch seine auffallende Eisenoxyd-Bänderung gekennzeichnet ist. Nach LIESEGANG sollen diese Bänder bei Verwitterungsvorgängen dadurch entstanden sein, daß in "Oxydulform" vorliegenden Eisensalzlösungen durch eindringendes sauerstoffreiches Wasser das Eisen rhythmisch ausgefällt wurde.

Diese nicht unwidersprochen gebliebene Diffusionstheorie von LIESEGANG wurde auch späterhin noch vielfach - allerdings mit gewissen Abwandlungen - zur Deutung der verschiedensten Bändererscheinungen herangezogen. So vertritt KUBIËNA (1936, S. 19/20) für die von ihm in Böden beobachtete Bänderung ebenfalls die Auffassung einer auf rhythmischen Ausscheidungen beruhenden Entstehung. Hierbei soll es sich jedoch in deutlichem Unterschied zu den LIESEGANG'schen Vorstellungen nicht um chemische Fällungen, sondern um die rhythmische Wiederholung eines "inneren Ausblühungsvorganges" handeln. Nach KUBIËNA (1936, S. 20) setzt das Ingangkommen der Bänderbildung einen "mit Lösung erfüllten Bodenkörper von gleichmäßig leitendem Gefüge" voraus. Ausgelöst wird dann der "innere Ausblühungsvorgang" durch die Schaffung einer übersättigten Lösung an der obersten Grenzschicht des Bodens infolge einer allmählich nach unten fortschreitenden Austrocknung des Substrates. Durch Verdunsten des Lösungsmittels im Boden entsteht nach KUBIËNAs Auffassung ein Kapillarszug zu der Anreicherungsfläche hin, wodurch auch aus unterlagernden Schichten Lösung hochgesaugt wird. Dies führt in den tieferen Schichten zur Ausbildung einer Verarmungszone. Durch fortschreitende Verdunstung trocknet die Verarmungszone schließlich aus, so daß der Kapillarsaum abreißt. Unterhalb dieser Verarmungszone kommt es dann erneut zur Ausbildung einer solchen Anreicherungszone. Die angereicherte und verlagerte

Substanz wird von KUBIËNA als Gefügeplasma angesprochen, worunter im wesentlichen feindisperse Tonsubstanz zu verstehen ist.

Dagegen soll es sich bei den von TÜXEN (1957, S. 9) aus den norddeutschen Sandgebieten beschriebenen bleistiftstarken Bändern vorwiegend um die Anreicherung von Eisenhydroxyden handeln. Diese äußerlich von Tonbändern nur schwer unterscheidbaren Anreicherungszone sind nach TÜXEN durch die Verlagerung von gelöstem Eisen aus dem Oberboden in tiefere Schichten entstanden. Dabei werden nach seiner Vorstellung die Eisensole zusammen mit den als Schutzkolloide wirksamen, ebenfalls gelösten Humusbestandteilen in den Unterboden verfrachtet. Als Folge von Neutralisationsreaktionen käme es dann beim Zusammentreffen mit Alkali- und Erdalkali-Ionen zur Wiederausfällung des Eisens. Das in der weiter absinkenden Lösung noch verbliebene Eisen würde schließlich in einem tieferen Bereich ausgeflockt; die Bänder entstünden also auch in diesem Falle nahezu gleichzeitig. Eine gewisse Mitwirkung der Vegetation bei der Bänderbildung wird hier für wahrscheinlich gehalten, da die Eisenanreicherungszone stets unter Stieleichen-Birkenwald angetroffen werden.

Während demnach bei KUBIËNA bodenphysikalische Vorgänge bei der Lösung und Wiederausscheidung der mobilen Substanzen ausschlaggebend waren, sollen hier in erster Linie chemische Prozesse für die Bänderbildung verantwortlich sein. Als weiterer grundlegender Unterschied kommt hinzu, daß die sogen. "TÜXEN-Bänder" nahezu ausschließlich durch die Auswaschung des Eisens aus dem Oberboden entstanden sein sollen. Dieser Verlagerungsprozeß dauert nach TÜXEN so lange an, bis im Oberboden alle Silikate verbraucht sind.

In ganz ähnlicher Weise versucht auch BRUNNACKER (1959, S. 127) die Entstehung von ihm in Flugsanden des Rednitztales beobachteten sogen. Rostbänder zu deuten. Nach seiner Auffassung handelt es sich bei diesen Bändern möglicherweise um dünne, im wesentlichen durch chemische Prozesse gebildete Anreicherungszone.

In einer kürzlich erschienenen Arbeit vertritt KUNDLER (1962, S. 112) die Ansicht, daß die unter den B_v -Horizonten von Braunerden im norddeutschen Tiefland auftretenden dünnen, braunen Bänder durch Toneinschlämmung aus dem überlagernden, verbraunten Horizont (B_v) entstanden seien. Diese als B_t -Horizonte angesprochenen dünnen Lagen werden durch eine deutliche Anreicherung von Ton und freien Oxyden gekennzeichnet. KUNDLER bezeichnet diese im Oberboden verarmten Böden als "durchgeschlammte Braunerden" (Subtyp der Braunerden).

Auch PAAS (1961, S. 172) kommt auf Grund seiner Beobachtungen an Bänderprofilen in äolischen und fluviatilen Sedimenten am Niederrhein zu der Überzeugung, daß das Bändermaterial im wesentlichen aus dem überlagernden B_v -Horizont stammt. Danach entsteht durch die ständige Verlagerung von Tonsubstanz aus den B_v -Horizonten allmählich ein A_3B_v . Der neugebildete, oftmals mehrere Meter mächtige Bodenkomplex wird von PAAS entsprechend der von MÜCKENHAUSEN (1962, S. 83) vorgelegten Systematik als Sandparabraunerde bezeichnet.

In den Vereinigten Staaten, wo diese auffallende Bänderung ebenfalls in vielen Profilen und vor allem auch in äolischen Sedimenten beobachtet wurde, versuchten neuerdings FOLKS und RIECKEN (1956, S. 575 - 580) die Entstehung dieser Bänder in Modellversuchen nachzuahmen. Zu diesem Zwecke füllten sie ein Glasrohr mit Bodenmaterial aus der Bänderzone (Länge des Glasrohres 1,25 m) und ließen durch diese Bodensäule eine 0,01 n Oxalatlösung kontinuierlich (1,5 ml/min) hindurchlaufen. Nach etwa acht Tagen zeigte sich in einer Tiefe von 0,75 - 0,86 m eine deutliche Bänderung. Die mehrere mm starken Bänder waren offensichtlich zu gleicher Zeit entstanden. Eine Analyse dieser Bänder war zwar infolge ihrer geringen Dicke nicht möglich, doch dürfte es sich in diesem Falle im wesentlichen um Eisenanreicherung handeln. FOLKS und RIECKEN werten dieses Ergebnis ihrer Modellversuche als zusätzlichen Beweis einer durch Profildifferenzierung bedingten Entstehung der Bänder.

Wie die wenigen im vorstehenden angeführten Beiträge zeigen, gehen die Ansichten über die Bänderentstehung teilweise weit auseinander. Aus diesen gegensätzlichen Auffassungen ergibt sich für uns folgende eingehender zu behandelnde Fragestellung:

- 1) Wird die am Aufbau der Bänder beteiligte Substanz im wesentlichen aus einem bereits vorhandenen Verwitterungshorizont (B_v) infolge intensiver Durchschlämmung nach unten verlagert oder kommt es zur Bänderbildung auf Grund von differenzierten Verlagerungsvorgängen innerhalb des gesamten noch unverwitterten Sediments?
- 2) Erfolgt die Tondurchschlämmung in erster Linie mechanisch oder bewirken daneben auch kolloidchemische Prozesse in stärkerem Maße eine Substanzverlagerung?
- 3) Läßt sich die Bänderbildung als besondere Form der Bodenbildung stratigraphisch einordnen?

Da, wie wir gesehen haben, die genetische Deutung der Bänderbildung oft entscheidend davon abhängt, welche Materialzusammensetzung die Anreicherungs Horizonte aufweisen, sei die im Arbeitsgebiet allgemein angetroffene Bänderung zunächst kurz charakterisiert:

Die im nördlichen Oberrheintal beobachteten Bänderprofile erreichen in den sandigen Sedimenten nicht selten eine Mächtigkeit von 5 - 6 m, gelegentlich auch bis zu 8 m. Bänder sind jedoch stets nur in den äolischen oder fluviatilen Ablagerungen ausgebildet, deren Karbonatgehalt 0,5 % nicht wesentlich übersteigt. In lehmigem oder lehmig-schluffigem Material tritt die Bänderung gegenüber geschlossenen Anreicherungs Horizonten meist stark zurück. In ungeschichteten Sedimenten sind die nur wenige mm und bis zu 10 cm starken Bänder durch eine starke Fältelung mit häufigen Querverbindungen gekennzeichnet, während sie in gutgeschichtetem Material (Dünensande) meist streng an die vor-

gezeichneten petrographischen Grenzen gebunden sind. Allerdings konnte in Kiesgruben auch häufiger beobachtet werden, daß die meist parallellaufenden Bänder die Schichtung diskordant durchsetzten.

Wie aus der beigefügten Kornverteilungs-Tabelle zu ersehen ist, zeichnen sich die Bänder vor allem durch eine bemerkenswerte Tonanreicherung aus. Der Tonanteil schwankt zwischen 5 - 15 % und beträgt im Durchschnitt 9 % mit Ausnahme der Bänder aus dem südlichen Gebiet, deren Tongehalt von zuweilen nur 2 - 3 % relativ niedrig liegt. Diese auffallende Abweichung von den Normalwerten mag auf den stärkeren Unterschieden des Tonanteils im Ausgangsmaterial beruhen. Neben Tonanreicherung erfolgte in den Bändern auch eine deutliche Eisenanreicherung. Im allgemeinen übersteigt der Fe-Gehalt in den Bändern den Anteil der Zwischenbänderlagen um das Zwei- bis Dreifache und liegt damit auch deutlich über den in Braunerden gefundenen Werten.

Die Anreicherungsprofile sind daher entsprechend ihrer Materialzusammensetzung allgemein als Ton-Eisen-Bänder zu bezeichnen.

Wenden wir uns nun den genetischen Fragen zu:

Die Bänderbildung läßt sich am anschaulichsten an solchen Profilen erörtern, in denen eine Bänderfolge von fossilen Verwitterungshorizonten, in unserem Falle Braunerden, überlagert wird. Diese wurden wieder durch jüngste Decksande begraben.

Besonders günstige Voraussetzungen in dieser Hinsicht bietet der im stratigraphischen Teil (s. S. 71) eingehend beschriebene Aufschluß am Schützenhaus in Raunheim. In diesem Dünenprofil folgt über den Bänderflugsanden zunächst eine unregelmäßige stärker aufgehellte Zone, die nach oben durch eine dünne Bims-Tufflage abgeschlossen wird. Dieser im oberen Teil zu einem lehmigen Substrat verwitterte Bims-Tuffhorizont geht ohne scharfe Grenze in eine mächtige Braunerde über, die von jungen, wenig verwitterten Flugdecksanden überlagert wird.

Tab.12: Korngrößenverteilung in Tonanreicherungsbändern und Zwischenbänderlagen

Proben - Nr.	> 2,0 mm	2,0 - 10	10 - 0,5	0,5 - 0,2	0,2 - 0,125	< 0,125	0,1 - 0,063	0,063 - 0,02	0,02 - 0,0063	0,0063 - 0,002	< 0,002
Kiesgrube Mitteldorf Mörtelband Flußsand 57/71	-	-	2,4	79,9	8,1	-	0,5	-	0,3	-	8,5
Autobahnanschluß Haßloch Band 58/85	0,1	0,3	5,6	51,2	21,1	-	4,5	-	0,5	1,0	15,5
Autobahnanschluß Haßloch Band 76/97	-	0,5	10,9	43,8	20,9	-	7,8	2,4	0,6	1,1	12,0
Autobahnanschluß Haßloch Band L1Bv 70/96	0,2	2,1	12,9	38,9	20,7	-	9,5	5,5	3,0	1,2	5,7
Sandgrube Rüsselstein Band Flußsand 73/104	-	0,5	23,0	59,5	8,5	-	1,5	0,6	-	-	6,0
Sandgrube Hahnlein Band 64/10	-	0,8	3,3	42,2	40,1	-	9,4	1,1	1,0	-	2,0
Zwischenbänderlage A. Mörchel 54/59	-	2,3	23,9	66,2	7,0	0,3	-	-	-	-	-
Zwischenbänderlage S. Rüsselstein 79/93	-	1,2	19,3	56,3	15,2	-	5,2	0,6	-	0,2	-
Zwischenbänderlage A. Haßloch 28/84	0,1	4,3	30,3	52,1	11,8	1,9	-	-	-	-	-

Korngrößenverteilung in Tonanreicherungsbändern und einer Zwischenbänderlage

[illegible]

Tab.14 : Chemische Untersuchungsergebnisse von Bändern und einer Zwischenbänderlage

Analytiker: Dr. Fastabend

Lokalität und Nr. der Probe	Entnahme- tiefe im Gel. in cm	pH (KCl)	Karbonate Org. Subst.		V-Wert	mval/100g Boden		Kationen in mval/100g Boden					Lösl. Fe	Lösl. Al	Lösl. Si
			%	%		T-Wert	SK	H	Ca	Mg	K	Na			
Düne Hähnlein 10 B	170	7,1	0,1	0,2	100	6,1	6,5	0	6,0	0,1	0,1	0,3	0,82	0,74	0,44
Band im Br-Horiz. Haßloch 15 B	80	4,9	0,5	-	35,7	8,4	9,8	5,4	3,5	0,4	0,3	0,2	0,93	2,17	1,01
von-Eisen-Band Xüne b. Haßloch 16	150	4,9	0,2	-	59,5	8,4	9,5	3,4	4,0	1,4	0,5	0,2	0,98	0,23	0,45
Zwischenbänder- schicht 19	130	5,1	0,2	-	-	1,7	-	-	-	-	-	-	0,38	0,26	0,17
													% Fe ₂ O ₃	% Al ₂ O ₃	% SiO ₂

Eine makroskopisch feststellbare Durchschlammung ist in diesem Profil nicht zu beobachten, allenfalls könnte die merklich auf-gehellte Zone zwischen Bims-Tuff und Bänderkomplex als Eluvial-horizont angesprochen werden.

Zu dem gleichen Ergebnis führte auch die mikromorphologische Untersuchung der einzelnen fossilen Bodenhorizonte. In den Braunerden werden die Kornzwischenräume des meist locker gela-gerten, aus verschiedenen Körnungen aufgebauten Skelettanteils von stabil geflockter Feinsubstanz ausgefüllt. Gelegentlich deutet sich in dem gelbbraunen Tuffboden um gröbere Sandkörner eine schwache Hüllenbildung aus locker gelagerten Tonanteilen an. Anzeichen einer Verarmung an Feinsubstanz waren in der gleichmäßig gelbbraun gefärbten, geflockten Zwischenmasse nicht zu erkennen. Der mikromorphologische Aufbau der Braunerden zeigt in den meisten Fällen dieses völlig inaktive Braunerdegefüge.

Auch die Analysenwerte chemischer Untersuchungen an gebänderten und bänderfreien Profilen lieferten keinen Hinweis, der auf eine stärkere kolloiddisperse Verlagerung von Fe, Al und Si aus den B_V -Horizonten der Bänderprofile schließen ließe. Die Mengenver-hältnisse dieser Stoffe in den verschiedenen Profilen waren nahe-zu gleich.

Noch klarer werden die Verhältnisse, wenn man die in den Bändern angereicherte und die im B_V -Horizont maximal zur Verfügung stehen-de verlagerbare Tonsubstanz miteinander vergleicht. Eine rein qualitative Bilanzierung in mehreren Profilen zeigte, daß die zusammengefaßte Mächtigkeit der erkennbaren Tonanreicherungs-horizonte häufig die des B_V -Horizontes wesentlich überschritt. Der Tongehalt der B_t -Horizonte beträgt im Durchschnitt 9 %, in den Sandbraunerden geht dieser (Tonanteil) im allgemeinen je-doch nicht über 3 % hinaus, wie in bänderfreien Profilen nachge-wiesen werden konnte. Daraus erhellt in welchem Mißverhältnis die Menge der angereicherten Tonsubstanz zu der aus dem B_V -Hori-zont unter günstigsten Bedingungen ausschlämmbaren Tonsubstanz steht.

Damit erhebt sich die Frage nach der Möglichkeit einer stärkeren Tonmineralneubildung. Wenn auch eine solche Tonneubildung in geringem Umfang nicht bestritten werden soll, so zeigt doch gerade der geringe Tongehalt in den Bändern des südlichen Flug-sandgebietes, dessen Material sich durch einen relativ hohen Biotitanteil (leicht verwitterbar) auszeichnet, daß diese mengenmäßig kein großes Ausmaß erreicht haben dürfte.

Nach diesen Befunden scheint es schwer vorstellbar, daß die in den Bändern angereicherte Tonsubstanz nahezu ausschließlich dem B_V -Horizont entstammt.

Können aber die in den B_t -Horizonten angereicherten Tonanteile rein mengenmäßig nicht mit einer Verlagerung aus den Braunerden und einer Nachlieferung durch nennenswerte Tonmineralneubildung erklärt werden, so bleibt als einzige Möglichkeit, eine Durchschlämmung des C-Horizontes selbst anzunehmen. Aus den Zwischenbänderlagen wäre demnach Feinsubstanz in größerer Menge über meist kurze Entfernungen bewegt und in den Bändern angereichert worden. Wie man sich diese Durchschlämmungs- und Anlagerungsprozesse genetisch vorstellen könnte, wurde von KUBIĚNA (1936, S. 19/20) im einzelnen aufgezeigt. Inwieweit diese Annahmen KUBIĚNAS tatsächlich zutreffen, mag dahingestellt bleiben, immerhin ergeben sich aus dem mikromorphologischen Aufbau der Bänder einige Hinweise, die einen solchen "inneren Ausblühtvorgang" zumindest als genetischen Teilprozeß wahrscheinlich machen.

Das Skelettmaterial der Bänder des Maingebietes setzt sich im allgemeinen aus einem unregelmäßigen Korngemisch grob- und feinkörnig-schluffiger Partien zusammen. Die Tonanlagerung in den Kornwinkeln und Zwischenräumen erfolgte meist unregelmäßig. In den deutlich leitfähigen Bereichen (grobk. Partien) zeichnet sich diese Anlagerung besser ab als in den feinkörnig-schluffigen, dichter gelagerten Partien. Das verlagerte Material zeigt teilweise eine undeutliche Schichtung in Feintonlagen mit hoher Doppelbrechung und Schichten, die reich sind an hochlichtbre-

chenden gröberen Teilchen. Während die Feintonlagen gelblich gefärbt sind, werden die gröberen Schichten durch eine graubraune Färbung charakterisiert. Die größeren Partikelchen erscheinen im polarisierten Licht meist rötlich; vermutlich handelt es sich bei diesen Teilchen um Eisen-Mineralen, die im Hellfeldbild nicht weiter auflösbar sind. Gelegentlich zeigt der gutgeschichtete Tonanteil eine deutliche blättchenförmige Absonderung.

Auf Grund dieses Gefügebauaufbaus könnte das Initialstadium eines solchen Tonanlagerungsvorganges vielleicht in folgender Weise gedeutet werden:

1. Phase

Durchfeuchtung des Substrates bis in verschiedene Tiefen (Sickerwasserfront). Die in der Bodenlösung dispergierte Tonsubstanz wird teilweise in tiefere Bereiche durchgeschlämmt und an Unstetigkeitsstellen abgesetzt.

2. Phase

Verdunstung des Wassers in Oberflächennähe, dadurch allmähliche Übersättigung der Bodenlösung. Beginnende Anlagerung hauchdünner Lösungsfilme an Kornoberflächen. Zwischen den Kornwinkeln Meniskenbildung.

3. Phase

Wasser im obersten Bereich fast vollständig verdunstet, in Kornwinkeln vereinzelt schwache Brückenbildung. Nachsaugen von Lösung aus unterlagernden Schichten, weitere Anlagerungen.

4. Phase

Kappilarsaum nach unten reißt ab. Wiederholung der Vorgänge 2 - 4 in einer tieferen Schicht.

In diesem System kommt, das sei klar herausgestellt, den ausschließlich nach unten gerichteten Durchschlammungs- und Anlagerungsvorgängen (1. Phase) als genetischem Teilprozeß zweifellos die weitaus größere Bedeutung zu. Das zeigt sich einmal an der starken Aufhellung der Zone über dem Bänderkomplex, zum anderen an dem unsymmetrischen morphologischen Aufbau der Bänder, deren Obergrenze meist geschnitten scharf erscheint, während die untere Begrenzung unregelmäßig, zuweilen fahnenartig ausgezogen ist.

Den Beweis aber, daß sich auch bei ständiger Berieselung (eiphasiges System) ohne Verdunstungsphasen Bänder bilden können, erbrachte der von uns in Anlehnung an FOLKS und RIECKEN durchgeführte Modellversuch. Bei gleicher Versuchsanordnung zeigten sich nach sechs Tagen etwa 79 - 93 cm unter der Oberfläche (Gesamthochsäule 1,28 m) deutlich mehrere dünne, parallellaufende Bänder. Einschränkend muß allerdings hinzugefügt werden, daß die für die genetische Deutung wesentliche Zusammensetzung der Bänder bislang nicht endgültig geklärt werden konnte. Der Versuch zeigte außerdem sehr anschaulich, daß die Bänder - wie vermutet - mehr oder weniger gleichzeitig entstehen können.

Damit kommen wir zur zweiten Frage:

Erfolgt die Tondurchschlammung in erster Linie mechanisch oder kommen dafür auch kolloidchemische Prozesse in Frage?

Es kann mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, daß beide Ursachen bei der Bänderbildung wirksam werden. Dies zeigt sich vor allem in der Abhängigkeit der Tonverlagerung vom Karbonatgehalt und damit vom pH-Wert. Wie eingangs erwähnt, findet nur im weitgehend karbonatfreien oder höchstens noch sehr schwach kalkhaltigen Substrat (0,5 %) eine Verlagerung statt. B. MEYER (zit. n. MÜCKENHAUSEN 1962, S. 83) führt dies darauf zurück, "daß mit dem Verlust an Ca-Ionen das elektrokinetische Potential des Sorptionskomplexes steigt und damit die Tonsubstanz mehr und mehr beweglich wird, um dann aber im stark sauren Bereich durch das Verhalten des Eisens wieder stabil zu werden".

Damit würde sich auch die im stratigraphischen Teil beschriebene Erscheinung der bänderfreien Zonen leichter deuten lassen; eine Nachprüfung dieser Bereiche ergab nämlich in jedem Falle einen pH-Wert, der deutlich über dem des gebänderten Materials lag (s. dazu auch PAAS 1961, S. 171). Inwieweit diese Verlagerungsprozesse durch mögliche Chelatbildungen beeinflusst werden, bleibt noch zu untersuchen.

Bleibt nun noch die Frage des Alters der Bänderbildung zu klären. Im Profil Raunheim wird der Bänderkomplex durch den Bims-Tuff und die fossilen Braunerden überlagert. Beide Bildungen stehen nachweislich in keinem unmittelbaren genetischen Zusammenhang. Vergleichbare Lagerungsverhältnisse wurden auch - mit zwei Ausnahmen, in denen die fossile Braunerde deutlich gebändert war - in fast allen übrigen Profilen angetroffen. Wir möchten daher annehmen, daß die Hauptbänderbildung in den Dünen vor Ablagerung des Bims-Tuffs, also vor dem Alleröd-Interstadial erfolgt ist. Diese Annahme könnte durch die Ergebnisse der Röntgenanalyse der im Boden enthaltenen Eisenverbindungen gestützt werden. Während sich nämlich in den im Postglazial entstandenen Braunerden vorwiegend Goethit fand, konnte in den Bändern bevorzugt Hämatit nachgewiesen werden. Wenn auch die Bestimmung der Eisenformen wegen zu geringer Substanzmengen nicht mit letzter Sicherheit zu belegen ist, so dürften diese Ergebnisse doch mit einiger Wahrscheinlichkeit die Annahme einer Verschiedenartigkeit von Bänder- und Braunerdebildung bestätigen. Die Zusammensetzung der Tonfraktion mit Illit und Kaolinit als Hauptgemengteilen läßt keine Schlüsse auf besondere Bildungsbedingungen zu.

In diesem Zusammenhang sei auch kurz auf die bereits mehrfach erwähnten gebänderten Braunerden eingegangen. Die altersmäßigen Beziehungen zwischen Bänderbildung und Verbraunung in diesen beiden Profilen konnten nicht endgültig geklärt werden, da sich Geländebefund und mikromorphologische Untersuchungsergebnisse nicht decken. Während der mikromorphologische Befund für eine

Bänderbildung nach der Verbraunung spricht, könnte aus dem Profilaufbau und den Lagerungsverhältnissen auf einen genau umgekehrten genetischen Ablauf geschlossen werden. Bis zur Klärung dieses derzeit nicht lösbaren Widerspruchs möchten wir jedoch den Ergebnissen der Geländeuntersuchungen eine größere Beweiskraft zuerkennen. Damit würden sich auch die gebänderten Braunerden zwanglos in das von uns gegebene stratigraphische Schema einfügen lassen. Die Vermutung, daß die Hauptbänderbildung im wesentlichen bereits vor dem Alleröd erfolgte, wird auch, wie bereits erwähnt, durch die Beobachtungen BRUNNACKERS (1959, S. 120), der die "Rostbänder" unter einem allerödzeitlichen Podsol beobachtet, bestätigt. Ob die starke Bänderung allerdings an bestimmte klimatische Voraussetzungen, wie hohe Niederschläge und relativ niedrige Jahresdurchschnittstemperaturen, gebunden ist, muß zunächst noch offen bleiben.

Mit dieser stratigraphischen Einstufung der Hauptbänderbildung in den, vor dem Alleröd-Interstadial liegenden, spätglazialen Zeitabschnitt soll jedoch keineswegs bestritten werden, daß auch späterhin Ton-Eisenbänder gebildet wurden und diese möglicherweise auch unter dem heutigen Klima noch entstehen können (s. jüngste Decksande).

Man wird daher bei einer Datierung solcher Bänderfolgen die jeweiligen lokalen Lagerungsverhältnisse sehr genau zu beachten haben. Aus diesem Grunde sollen auch aus der im Oberrheintal beobachteten und rekonstruierbaren Bodenentwicklung zunächst keine verallgemeinernden Schlüsse in stratigraphischer Hinsicht gezogen werden.

Fassen wir die Einzelergebnisse kurz zusammen, so läßt sich die Bänderung der Dünensande im nördlichen Oberrheintal genetisch und stratigraphisch vielleicht in folgender Weise deuten:

Die in den Bändern angereicherte Ton-Eisensubstanz entstammt zu großen Teilen dem Sediment selbst und nicht, wie vielfach angenommen, in erster Linie den rezenten und fossilen B_V -Hori-

zonen. Es wird daher vorgeschlagen, die Zwischenbänderschichten als A_1 -Horizonte, die Anreicherungsbänder in Anlehnung an KUNDLER (1962, S. 112) als B_t -Horizonte zu bezeichnen. An Stellen, wo wegen zu geringer Mächtigkeit der Einzellagen diese zu einer größeren Einheit zusammengefaßt werden müssen, sollte der Gesamtverband als "Horizontkomplex" benannt und mit dem Symbol $(A_1B_t)^x$ ⁺) belegt werden (s. a. FOLKS und RIECKEN 1956).

Die Tondurchschlammung beruht vermutlich auf verschiedenen Ursachen; neben rein mechanischen beteiligen sich wahrscheinlich auch kolloidchemische Prozesse an den Verlagerungs- und Anreicherungsverfahren.

Bänder können in Sanden und Kiesen bei gegebenen Bedingungen zu verschiedenen Zeiten entstehen, die Hauptbänderbildung in den Dünen des nördlichen Oberrheintals dürfte jedoch bereits im Spätglazial vor dem Alleröd-Interstadial erfolgt sein.

⁺) x = Symbol für vielfache Wiederholung

6. Zusammenfassung

Die quartäre Grabenfüllung des nördlichen Oberrheintales baut sich aus den, petrographisch gut unterscheidbaren, fluviatilen Sedimenten von Rhein, Main und Neckar auf.

An der Oberfläche dieser fluviatilen Ablagerungen kam es im Jungpleistozän und Holozän zur Bildung von Flugsanddecken unterschiedlicher Mächtigkeit und Ausdehnung; auf größeren Flächen wurden die Flugsande zu Dünen unregelmäßiger Form und Anordnung aufgeweht.

Die unterschiedliche petrographische Ausbildung dieser Flugsande machte eine Abgrenzung folgender Flugsand-Faziesräume notwendig:

- 1) Das Maingebiet mit seinen mittel-grobkörnigen und meist kalkfreien Flugsanden.
- 2) Die Bergsträßer Flugsandvorkommen, in denen feinkörnige, kalkhaltige äolische Sedimente überwiegen.
- 3) Das Lorsch-Viernheimer Dünengebiet, dessen Flugsande sich von denen des Bergsträßer Raumes nur wenig unterscheiden.
- 4) Der Sprendlinger Horst mit seinen, den Mainflugsanden petrographisch ähnlichen, äolischen Sedimenten.

Die vollständigste Profilentwicklung war im Maingebiet zu beobachten. In diesem Raum überlagern die äolischen Deckschichten, wie die eingehende Untersuchung der fluviatilen Ablagerungen deutlich gezeigt hat, auf großen Flächen die Reste eines letztinterglazialen Bodens an der Oberfläche der alt-mittelpleistozänen Kelsterbacher Terrasse. Gelegentlich sind Flugsande und Dünen auch auf den geringmächtigen Ablagerungen einer vermutlich Oberen Niederterrasse verbreitet, besonders wo diese randlich auf die Kelsterbacher Terrasse übergreift.

Aus dem Profilaufbau der Dünen im Maingebiet läßt sich, teilweise in Anlehnung an die Lößstratigraphie, folgender Geschehnisablauf rekonstruieren:

Auf den, der fluviatilen Akkumulation entzogenen, älteren Terrassenflächen überwogen im Frühwürm intensive Abtragungs- und Verlagerungsvorgänge.

Am Ende dieses durch kühlfeuchte Klimabedingungen gekennzeichneten Zeitabschnittes dürfte die Bildung der lehmstreifigen Basiswechselfolge der Dünen erfolgt sein. Über den, durch einen schwer einstufbaren (WI/II?), geringmächtigen Kryoturbationshorizont nach oben begrenzten Basisschichten folgt die Hauptmasse der, meist mehrere Meter mächtigen, Dünensande. Diese im tieferen Teil stellenweise durch einen schwach ausgeprägten Naßfleckenhorizont (WII/III?) gegliederte Flugsandabfolge dürfte stratigraphisch dem Würm III-Löß der hessischen Gliederung entsprechen.

Die unter den besonderen Klimabedingungen des Spätglazials auf diesen Dünensanden einsetzende Bodenentwicklung führte bis zum Alleröd-Interstadial bereits zur Bildung von Sandparabraunerden (Bänderflugsande), während im Vergleich dazu auf den jüngsten Lößdecken stellenweise schwach ausgeprägte Parabraunerden entstanden.

Durch die Einlagerung einer im Mittel-Alleröd (Laacher-See-Ausbruch) gebildeten Bims-Tuffschicht im Hangenden der Bänderflugsande ist eine absolute Zeitmarke gegeben. Die Verwitterung der mit Flugsanden vermischten Bims-Tuffe zu einem braunerdeartigen Boden begann vermutlich noch während des Alleröd-Interstadials.

Aus den während des Kälterückschlages in der Jüngeren Tundrenzeit gebildeten Flugsanden entstanden unter dem Einfluß des postglazialen Klimaoptimums tiefgründige Braunerden, stratigraphisch vergleichbar den Steppenböden aus Löß im benachbarten Rheinhessen sowie den Lockerbraunerden der hessischen Mittelgebirge. Diese Bodenentwicklung wurde, wie durch paläolithische Funde und die C¹⁴-Bestimmung an Holzkohlen aus einer Brand-

schicht nachgewiesen werden konnte, im 6. - 7. Jahrhundert n. Chr. durch eine letztmalige stärkere Flugsandaufwehung beendet. Die jüngsten Flugsande sind auf den Dünen meist nur schwach verwittert.

Die Dünen der Bergsträßer und Lorsch-Viernheimer Flugsandvorkommen zeigen einen gegenüber dem Maingebiet etwas abweichenden Profilaufbau. Über einem nicht weiter untergliederbaren, durch lokal fazielle Bedingungen geprägten, basalen Schichtkomplex folgen kalkhaltige, feinkörnige, vermutlich hochglaziale Flugsande. Aus einer unregelmäßig welligen Karbonatauflösungsfront kam es - zuweilen bereits im Spätglazial - zu einer deutlichen Ton- und Eisenanreicherung in Form von Zapfen und Taschen. Dieser Tonanreicherungschorizont bildet zusammen mit den überlagernden, teilweise gebänderten Flugsanden wahrscheinlich einen stratigraphisch einheitlichen, den Bänderflugsanden des Maingebietes vergleichbaren Schichtkomplex. Eine nur an wenigen Stellen beobachtete Bänderbraunerde im Hangenden dieser Schichtfolge dürfte den postglazialen Braunerden des Maingebietes entsprechen.

In einem besonderen Abschnitt wurden Fragen der Entstehung der für Sande charakteristischen Bänderung (Sandparabraunerde) erörtert. Bei diesen Bändern handelt es sich, wie aus den Befunden eingehender Untersuchungen hervorging, um meist dünne Ton-Eisenanreicherungschorizonte; das eingeschlammte Material entstammt wahrscheinlich im wesentlichen nicht überlagernden B_v -Horizonten, sondern dem Sediment selbst. Die Verlagerung und Anreicherung der mobilisierbaren Substanzen dürfte sowohl mechanisch als auch durch die Einwirkung chemischer Prozesse erfolgt sein. Wie aus den stratigraphischen Untersuchungen hervorging, lag die Hauptbänderbildung bereits vor dem Alleröd-Interstadial; unter gegebenen Bedingungen kann es jedoch auch heute noch zur Bänderbildung kommen.

Literaturverzeichnis

=====

- ADAM, K. D. : Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetier-
fauna Südwestdeutschlands -
N.Jb.f.Geol.u.Pal., Mh. S. 229 - 236, 2 Tab.,
1952
- ALTEMÜLLER, H.-J. : Beitrag zur mikromorphologischen Differenz.
von durchschlämmter Parabraunerde, Podsol-
Braunerde und Humus-Podsol.-
Z.f.Pflanzenern., Düngg., Bodenkde. 98 (143.)
Bd. H 3, 1962, S. 247 - 258, 7 Abb.
- - , - : Zur Verbesserung der Einbettungs- und Schleif-
technik bei der Herstellung von Bodendünn-
schliffen mit VESTOPAL.-
Z.f.Pflanzenern., Düngg., Bodenkde. 99. (144.)
Bd. H 2/3, 1962, S. 164 - 177, 8 Abb.
- - , - : Gedanken zum Aufbau des Bodens und seiner be-
grifflichen Erfassung.-
Z.f.Kulturtechnik, 3.Jg., H.6 (1962) S.323-336.
- BAAS, J. : Eine fröhdiluviale Flora im Mainzer Becken.-
"Z.f.Botanik", 25. Bd., H. 6/7, 60 Abb., 4 Taf.,
S. 289 - 371, Jena 1932
- BAGNOLD, R. A. : The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.-
pp. 265, 16 Taf., 84 Abb., London 1960
- BAKKER, J. P. : Einige Probleme der Morphologie und der jüng-
sten geol. Geschichte d. Mainzer Beckens und
seiner Umgebung.-
Geogr.enGeol.Mededeel, Utrecht. Physiogr.-
Geol. Reeks 3, 1930.
- - , - : Das Verhältnis der pliozän.-diluv. Ablagerungen
d. Mainzer Beckens in Beziehung zur jüngeren
Tektonik.-
Senckenbergiana, Bd. 14, S. 280 - 295, 1932.

- BARTZ, J. : Die pliozän.-diluv. Entwicklung des Mainlaufs.-
Z.deutsch.geol.Ges., Bd.89, S. 328 - 342, 1 Abb.,
1937
- - , - : Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet.
Z.deutsch.geol.Ges., 111, S. 653 - 661, 1959
- BREDDIN, H. : Löss, Flugsand und Niederterr. am Niederrhein.-
Jb.preuß.geol.L.-A. 46 (1925), S. 635 - 662,
Berlin 1926
- BRELIE, G. v. d. : Probleme der stratigraphischen Gliederung des
Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Nieder-
rhein.-
Fortschr.Geol.Rheinld.u.Westf. 4, S. 371 - 388,
2 Tab., Krefeld 1959
- BRUNNACKER, K. : Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleisto-
zän in Bayern.-
Geol.Bavar. 34, 95 S., 11 Abb. 3 Tab.u. 2 Taf.,
München 1957 (1957 a).
- - , - : Zur Parallelisierung des Jungpleistoz. in den
Periglazialgeb. Bayerns und seiner östl. Nach-
barländer.-
Geol.Jb. 76, S. 129 - 150, 5 Abb., 3 Tab., 1958,
Hannover 1959.
- - , - : Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in
Bayern.-
Geologica Bavarica Nr. 43, S. 74 - 150, 13 Abb.,
16 Tab., 1959
- BÜDEL, J. : Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas
im gletscherfreien Gebiet.-
Geol. Rdsch. 34, S. 482 - 519, Stuttgart 1944.
- - , - : Die Klimaphasen der Würmeiszeit.-
Die Naturwissenschaften 37, S. 438-449, 1950.
- CHELIUS, C. : Erl. geol. Kte. d. Grhztg. Hessen, 1 : 25 000,
Bl.Messel,
Darmstadt 1886

- CHELIUS, C. : Erl. geol. Kte. d. Grhzgt. Hessen, 1 : 25 000,
Bl. Mörfelden,
Darmstadt 1891
- - , - : Erl. geol. Kte. d. Grhzgt. Hessen, 1 : 25 000,
Bl. Darmstadt,
Darmstadt 1891
- - , - : Flugsand auf Rheinalluvium und zur Jetztzeit
N.Jb.f.Min.,Geol.u.Pal., Bd. 1 S. 224-226, 1892
- CHELIUS, C. u. KLEMM, G. : Erl. geol. Kte d. Grhzgt. Hessen,
1 : 25 000, Bl. Zwingenberg und Bensheim,
Darmstadt 1896
- DEWERS, F. : Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutsch-
land.-
Abh. Naturw. Ver. Bremen 29, S. 324 - 360, Bremen
1934/35
- DIEHL, O. : Über die Sandböden entlang der Bergstr.-
Allgem. Forst-u.Jagdztg. 103, S. 393 - 398,
Frankfurt (Main) 1927
- - , - : Einige Betrachtungen über die quartären Ablage-
rungen an der Bergstr. u. im Ried.-
Notizbl.Ver.f.Erdk.u.hess.geol.L.-A. Darmstadt
für 1931/32 (V), 14, S. 20 - 24, Darmstadt 1933
- DÜCKER, A. u. MAARLEVELD, G.-L.: Hoch- und spätglaziale hollische Sande
in Nwdtschld. u. den Niederlanden.-
Geol. Jb. 73, S. 215 - 234, 8 Abb., 5 Tab.,
Hannover 1957
- EDELMANN, C. H. u. MAARLEVELD, G.-L.: Pleistozän-geologische Ergebnis-
se der Bodenkartierung in den Niederlanden.-
Geol. Jb. 73, S. 639 - 684, 26 Abb., 3 Tab.,
Hannover 1958
- FIRBAS, F. : Waldgeschichte Mitteleuropas.-
2.Bd., 256 S., 18 Abb.,Verlag G.Fischer, Jena 1952

- FLORSCHÜTZ, F. : Über spätpleistozäne Flugsandbildungen in den Niederlanden.-
Compt.Rend.Congr.Geog.Int.Amsterdam II,
Sect. IIa, S. 279 - 286, 1938
- - , - : Spätglaziale Torf- und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folge eines dauernden Frostbodens.-
Abh.Naturw.Ver.Berlin 31, S. 319 - 325, 1939
- FOLKS, H. C. & RIECKEN, F. F.: Physical and chemical properties of some Iowa soil profiles with clay-iron bands.-
Proc. Soil Sci. Soc. America 20, 575 - 580, 1956
- FRECHEN, J. : Die Herkunft der spätglazialen Binstuffe in mittel- u. süddeutschen Mooren.-
Geol.Jb. 67, S. 209 - 230, Hannover 1952
- - , - : Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeol. Leitgest. u. Zeitmarken.-
Fortschr.Geol.Rheinld. u. Westf. 4, S. 363-370, Krefeld 1959
- GANSSEN, R. u. HARTH, H.: Beiträge zur Kenntnis der Böden d. Oberrheingrabens und der angrenzenden Gebiete, II. Mittlg. Versuch einer Kennzeichnung wichtiger Böden im trockensten Teil des nördlichen Oberrheingrabens.-
Z.f.Pflanzenern., Düngg., Bodenkde. 76, 1957, H. 3, S. 213 - 233
- GRABERT, H. : Zur Dünenbildung im Münsterland.-
Geol. Jb. 66 f. 1950, S. 693 - 701, 1 Abb., Hannover 1952
- GROSSE, B. : Die Erodierbarkeit von Böden durch Wind.-
Geol. Jb. 71, S. 527 - 530, 1 Tab., Hannover 1956
- GUNDLACH, H., KOCH, W. u. STÖVESAND, G.: Eine einfache Feldmethode zur Bestimmung von Kalzium und Magnesium in Wasser.-
Z.f.Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, Bd. XIII (1960), H. 4, S. 179 - 180

- HARRASOWITZ, H. : Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung
Klima- und Verwitterungsfragen, 3. Teil.-
Geol. Rdsch. 17 a (Steinmann Festschrift),
S. 122 - 210, Berlin 1926
- HIRSCH, L. : Jungdiluviale Tektonik im Oberrheintalgraben.-
Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 2, S. 97-105, 1952
- HÖGBOM, J. : Ancient Inland Dunes of Northern and Middle
Europe.-
Geografiske Annaler 5, 1913, S. 197 - 200
- JORN, W. : Ur- und Frühgeschichte des Gerauer Landes.-
"Lebendige Heimat. Der Kreis Groß-Gerau"
S. 75 - 108, Darmstadt 1958
- KESSLER, A. : Studien zur jüngerer Talgeschichte am Main und
an der Mümling und über jüngere Formenentwick-
lung im hinteren Buntsandstein-Odenwald.-
Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 123,
1962, 94 S., Diss. Heidelberg 1958
- KLEMM, G. : Die Gliederung des Schwemmlandes am unteren
Main.-
Notizbl. V.f. Erdkde. u. Geol. Darmstadt, 4.F.,
H. 13, S. 25 - 39, 1892
- - , - : Erl. geol. Kte. d. GrBhzgt. Hessen, 1 : 25 000,
Bl. Kelsterbach u. Neu-Isenburg,
Darmstadt 1901
- KLUTE, F. : Rekonstruktion d. Klimas der letzten Eiszeit auf
Grund morphologischer und pflanzengeographischer
Tatsachen.-
Geogr. Rdsch. 1. Jg., S. 81 - 89 u. 121 - 126,
3 Karten, 1949
- KÖRBER, H. : Zur pliozänen und altpleistozänen Entwicklung
der östl. Untermainebene und des Aschaffen-
burger Beckens.-
Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 87, S. 408-414,
1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1959

- KÖRBER, H. : Die Entwicklung des Maintals.-
Mittlg.d.Geogr.Gesell. Würzburg, H. 10, 170 S.
4 Karten, 8 Abb., 6 Tab., Würzburg 1962
- KRAUS, E. : Der Blutlehm auf d. süddtschen Niederterr.als
Rest des postglazialen Klimaoptimums.-
Geogr.Jh. 34, S. 169 - 221, München 1922
- KUBIENA, W. L. : Über das Elementargefüge des Bodens.-
Bodenkundl.Forschgen 4, S. 380 - 412, 1935
- - , - : Beiträge zur Kenntnis des Gefüges kohärenter
Bodenmassen.-
Bodenkunde u.Pflanzenern.2 (47), 1936/37, S.1-23
- - , - : Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.-
1953 Ferd.Enke Verlag, Stuttgart
- KUNDLER, P. : Zur Charakteristik u. Systematik der Waldböden
aus Sand im nordostdeutschen Flachland.-
Archiv f.Forstwesen, 10.Bd., H. 4-6, S. 417-429,
1961
- - , - : Zur Systematik der Übergangsbildungen zwischen
Braunerden und Podsolen.-
"Thaer Archiv", Bd. 6, H. 2, 1962, S. 111-117
- LEPPLA, A. u. STEUER, A.: Erl. geol. Kte. v. Preußen, 1 : 25 000,
Bl. Hochheim - Raunheim, 2. Aufl.,
Berlin 1923
- LEVY, F. : Die belgischen Binnendünen.-
Geol. Rdsch. 12, S. 150 - 155, 1921
- LIESEGANG, R. E. : Geologische Diffusionen.-
180 S., 44 Abb., Dresden u. Leipzig,
Steinkopff 1913
- - , - : Die Achate.-
118 S., 60 Abb., Dresden u. Leipzig,
Steinkopff 1915
- MARSAL, D. : Über Windtransport von Kies im Wüstengeb.-
N.Jb.Geol.u.Pal., Mh.S. 295 - 304, Stuttgart 1950

- MAAS, H. : Das Alter der westfälischen Dünen auf Grund ihrer Bodenbildungen.-
Diss. Münster 1952
- MÜCKENHAUSEN, E. : Entstehung , Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.-
148 S., 60 Abb., DLG-Verlags-GmbH,
Frankfurt (Main) 1962
- MÜLLER, E.-H. : Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und südlichen Westfalen.-
Geol. Jb. 69, S. 401 - 406, 1 Taf., Hannover 1954
- OSTHEIMER, H. : Die diluvialen Rhein- und Neckarterrassen im Rheintalgrund und dem Odenwaldrand .-
Jb.Nass.V.f.Naturkde. 84, Wiesbaden 1937
- PAAS, W. : Rezente u. foss. Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten.-
Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 12, S. 165 - 230,
32 Abb., Öhringen 1961
- POSER, H. : Äolische Ablagerungen und Klima d. Spätglazials in Mittel- und Westeuropa.-
Naturwissenschaften 35 Jg., H. 9, 1948,
S. 269 - 276 u. 307 - 312, Göttingen 1948
- REIS, O. M. : Über Dünenande, Sandlöss und Wundschliffe in Franken.-
Geogn.Jh.40, S. 151 - 157, München 1927
- RÖSCHMANN, G. : Die Grundwasserböden des Emstaies zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes.-
Geol.Jb., Bd. 77, S. 741 - 820, 2 Taf., 11 Abb.,
6 Tab., Hannover 1960
- - , - : Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen.-
N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 117, Festband Lotze,
S. 286 - 302, Taf. 20, 1 Tab., Stuttgart 1963

- ROHDENBURG, H., MEYER, B., WILLERDING, U., und JANKUHN, H.:
 Quartärmorphologische, bodenkundl., paläobotanische und archäologische Untersuchungen an einer Löß-Schwarzerde-Insel mit einer wahrscheinlich spätmedolithischen Siedlung im Bereich der Göttinger Leineaus.-
 "Göttinger Jahrbuch 1962" S. 36 - 56, 6 Abb.
- ROTHSCHILD, S. : Zur Geschichte d. Moore und Wälder im nördlichen Teil der oberrheinischen Tiefebene.-
 Beih.z.Botan.Centralbl., 54, S.140-184, 1935
- RUTTE, E. : Die Fundstelle altpleistozäner Säugetiere von Randersacker bei Würzburg,-
 Geol.Jb. 73, S. 737 - 754, 2 Taf., 3 Abb., Hannover 1958
- SCHMIDT, G. : Über Parabraunerden mit Blutlehmcharakter aus diluvialen Schotter- und Moränenablagerungen Südbayerns.-
 Z.f.Pflanzenern., Düngg., Bodenkde., Bd. 99 (144.), H. 1, 1962. S. 21 - 36, 2 Abb., 2 Tab.
- SCHMITT, O. : Die Darmstädter Flugsande und Dünensande.-
 2. Sonderheft "Der Aufschluß", Jg. 6, S. 82 - 86, 1 Karte, 2 Abb., Darmstadt 1955
- SCHÖNHALS, E. : Über einige wichtige Lössprofile und begrabene Böden im Rheingau.-
 Notizbl.hess.L.-Amt.Bodenforsch., VI.F., S.244-259, Wiesbaden 1950
- - , - : Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet.-
 Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 1, S. 109-130, Öhringen 1950 - (1951 a)
- - , - : Gesetzmäßigkeiten von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses.-
 Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 3, S. 19 - 36, 13 Abb., Öhringen 1953

- SCHÖNHALS, E. : Die Böden Hessens und ihre Nutzung.-
Abh. hess.L.-Amt Bodenforsch. 2, S. 1 - 288,
25 Abb., 60 Tab., 1. Taf.,
Wiesbaden 1954
- - , - : Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen
Mittelgebirgen Hessens.-
Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 8, S. 5 - 17,
Öhringen 1957 - (1957 a)
- - , - : Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont
des Würm-Hochglazials.-
Fortschr.Geol.Rheinld.u.Westf. 4, S. 313 - 322,
1 Taf., 2 Abb., Krefeld 1959
- - , - : Spät- und nacheiszeitl.Entwicklungsstadien von
Böden aus äolischen Sedimenten Westdeutschlds.-
Verh.d.7th Intern.Congres of Soil Sch. Madison,
Wisc. USA 1960, V. 40, S. 283 - 290, 1 Tab.
- SCHOTTLER, W. : Erl.geol.Karte d. Großherzogtums Hessen, 1 : 25000,
Bl. Viernheim (Käfertal),
Darmstadt 1906
- - , - : Der Einfluß des Bodenprofils im Flugsand der Um-
gebung v. Darmstadt auf das Gedeihen der Waldbäume.-
Notizbl.Ver.f.Erdk.u.hess.geol.L.-A. Darmst. 1913,
(IV.) 34, S. 51 - 71, Darmstadt 1913
- - , - : Die quartären Sandablagerungen der Umgebung von
Darmstadt und ihre Bodenprofile.-
Notizbl.Verf.Erdk.u.hess.geol.L.-A. Darmst. 1935
(V.), 8, S. 174 - 196, Darmstadt 1926
- SCHRÖDER, D. u. SCHWERTMANN, U.: Zur Entstehung von Eisenkonkretionen
im Boden.-
Naturwissenschaften 42, H. 9, S. 255 - 256, 1955
- SCHREINER, A. : Niederterr., Flugsand u. Löß am Kaiserstuhl
(Südbaden).-
Mitt.Bad.Landesver.f.Naturkde. 7, H. 2, S.113-125,
3 Abb., 1 Taf., Freiburg (Brsg) 1958

- SEMMEI, A. : Die pleistozäne Entwicklung d. Weschnitztales
im Odenwald.-
Frankf.Geogr.Hefte, H. 37, S. 425 - 492,
Festschr.z.125-Jahrf.d.Frankf.Geogr.G.1836-1961,
Frankfurt (Main) 1961
- SINDOWSKI, K. H. : Mineralogische, petrographische und geochemische
Untersuchungsmethoden, S. 161 - 186 in BENTZ:
Lehrbuch der angewandten Geologie, Bd. I,
Ferd.Enke Verl. Stuttgart 1961
- SOLGER, F. : Studien über norddeutsche Inlanddünen.-
89 S., 4 Taf., 11 Abb.,
Stuttgart: Engelhorn 1910
- - , - : Beobachtungen über Flugsandbildungen.-
Z.deutsch.geol.Ges., Bd. 72, 1920, Monatsber.
S. 168 - 180
- SONNE, V. u. STÖHR, W.: Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen
Mainz u. Ingelheim.-
Jber.u.Mittlg.oberrh.geol.Ver. N.F. 41,
S.103-116, 6 Abb., Stuttgart 1959
- SPITZ, W. : Eine bronzezeitl. Kulturschicht und das Alter
der Dünen in der nördl. Oberrh. Tiefebene.-
Ber.Versamml.oberrh.geol.V. 43, 1, S. 18 - 24,
Karlsruhe 1910
- STEUER, A. : Erl.geol.Karte d.Grßhzgt.Hessens, 1 : 25 000,
Bl. Groß-Gerau,
Darmstadt 1905
- - , - : Geologische Beobachtungen im Gebiet der alten
Mündungen von Main und Neckar in den Rhein.-
Notizbl.d.V.f.Erdkde.u.d.Großhgl.geol.L.-A.
Darmstadt (IV), 24, 1903, S. 17-37, 1 Taf.
- TÜXEN, R. : Schrift d. Bodens.-
Angewandte Pflanzensoziologie, H. 24, Stolzenau
Weser 1957

- WAGNER, W. u. SCHMIDTGEN, O.: Der Flugsand am Abhang des Tertiärplateaus zwischen Gau-Algesheim u. Ober-Ingelheim u.d. dort gefundenen Schneckenschalen.-
Notizbl.V.f.Erdkde.u.d.Großhzgt.geol.L.-A.
Darmstadt f. 1927, V.F., 10, S. 215 - 218,
1 Karte, 1 Taf., Darmstadt 1928
- WAGNER, W. : Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern.-
Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch. (VI), 1,
S. 177 - 192, 2 Taf., Wiesbaden 1950
- - , - : Der geologische Aufbau an der Fundstelle der
Hügel-Bronzegräber 1 200 m südöstlich Wixhausen
bei Darmstadt.-
Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch. (V), 3,
S. 171 - 175, 2 Taf., Wiesbaden 1952
- WALTER, W. : Neue morphologische-physikal. Erkenntnisse über
Flugsand und Dünen.-
Diss. Frankfurt (Main) 1951
- WENZ, W. : Grundzüge einer Tektonik des östl. Teiles d.
Mainzer Beckens.-
Abh.Senckenberg.Naturf.Ges., Bd. 36, 1, S.71-108,
Taf. 6 - 12, 1 Karte, 2 Abb.
- WILCKENS, O. Die oberrheinischen Flugsande.-
Geol.Rdsch., Bd. XVII a, 1926, S. 555 - 597,
Heinmann Festschrift
- ZAKOSEK, H. : Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im
nördlichen Oberrheintal.-
Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 37, 46 S.,
1 Abb., 19 Tab., Wiesbaden 1962
- ZIMMERMANN, H. : Die Waldstandorte im Wuchsbezirk Rhein-Main-Ebene.-
1956, unveröff. Manuskript

Lebenslauf

=====

Am 6.2.1932 wurde ich, Erich Otto Becker, als Sohn des Konrad Becker und seiner Ehefrau Emilie geb. Uhlmann in Egelsbach bei Frankfurt (Main) geboren.

Nach vier Jahren Grundschule trat ich am 1.9.1942 in das Realgymnasium in Langen (Hessen) ein.

Im März 1946 verstarb mein Vater infolge eines Dienstunfalles.

Die Reifeprüfung legte ich im März 1952 am Realgymnasium in Langen ab.

Nach längerer Krankheit begann ich im Wintersemester 1953/54 mit dem Studium der Geologie an der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt (Main).

Am 8.1.1957 bestand ich die Diplom-Geologen-Vorprüfung.

In der Zeit vom 1.7.1959 bis 15.1.1960 übernahm ich einen Kartierauftrag der Wintershall AG in Kassel.

Am 11.6.1960 bestand ich die Hauptprüfung für Diplom-Geologen.

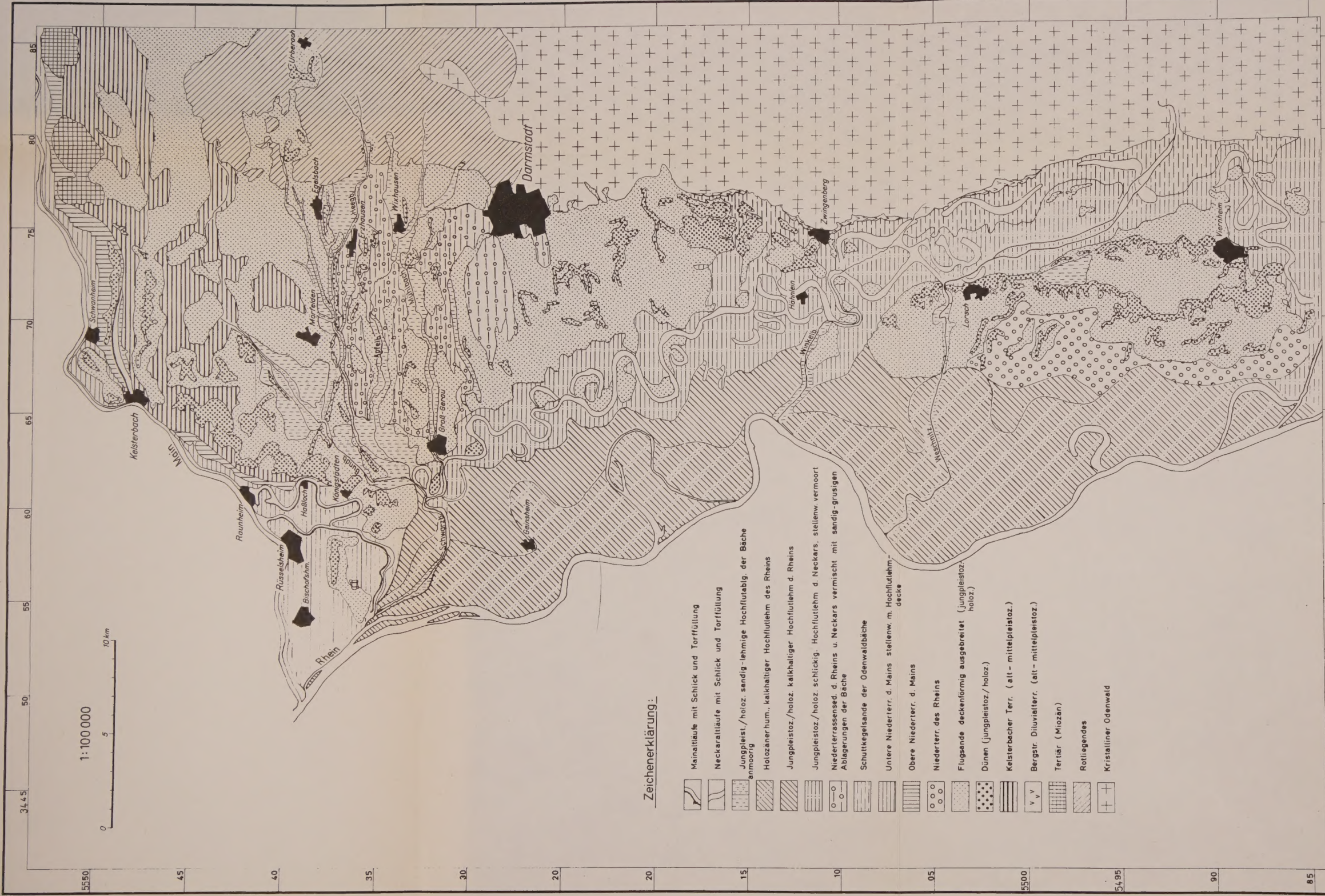
Vom 17.10.1960 bis 1.3.1961 war ich im Militär-Geographischen Dienst der Bundeswehr tätig.

Im Mai 1961 begann ich mit der Arbeit an vorliegender Dissertation.

Meine akademischen Lehrer waren in Geologie und Paläontologie die Professoren Rud. Richter, K. Krejci-Graf, G. Solle, R. Kräusel, F. Michels, K. Krömmelbein, A. Seilacher; in Bodenkunde E. Schönhals; in Mineralogie und Petrographie H. O'Daniel, S. Matthes, G. Rein.

QUARTÄRGEOLOGISCHE KARTe DES NÖRDLICHEN OBERRHEINTALS

Bearbeitet von E. Becker 1963



Zeichenerklärung:

- Maintriale mit Schlick und Torffüllung
- Neckartriale mit Schlick und Torffüllung
- Jungpleist./holoz. sandig-lehmmige Hochflutabg. der Bäche amoorig
- Holozän hum., kalkhaltiger Hochflutlehm des Rheins
- Jungpleistoz./holoz. kalkhaltiger Hochflutlehm d. Rheins
- Jungpleistoz./holoz. schlickig. Hochflutlehm d. Neckars, stellenw. vermoort
- Niederterrassend. d. Rheins u. Neckars vermisch mit sandig-grusigen Ablagerungen der Bäche
- Schuttkegelsande der Odenwaldbäche
- Untere Niederterr. d. Mains stellenw. m. Hochflutlehm-decke
- Obere Niederterr. d. Mains
- Niederterr. des Rheins
- Flugsande deckenförmig ausgebreitet (jungpleistoz./holoz.)
- Dünen (jungpleistoz./holoz.)
- Kelsterbacher Terr. (alt - mittelpleistoz.)
- Bergstr. Diluvialterr. (alt - mittelpleistoz.)
- Tertiär (Miozän)
- Rotliegendes
- Kristalliner Odenwald

ALPHABETICALLY BY NAME OF THE PERSON OR PERSONS

THE NAME OF THE PERSON

NAME

ADDRESS

AGE

